vol. 78

K. Boström

114

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

SJUTTIOÅTTONDE BANDET

(ÅRGÅNGEN 1956)

STOCKHOLM
AKTIEBOLAGET NORDISKA BOKHANDELN

Pris 30 kronor

Utgivare:

RAGNAR SANDEGREN

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR

SJUTTIOÅTTONDE BANDET

(ÅRGÅNGEN 1956)

STOCKHOLM 1956
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
563060

Ansvarig utgivare
RAGNAR SANDEGREN

1127.5

GEOLOGISKA FÖRENINGEN

I

STOCKHOLM

Stiftad år 1871

Ledamöter den 1 Jan. 1956

Förste Hedersledamot

HANS MAJ:T KONUNGEN.

Styrelse

Laborator Bengt Collini	Ordförande.
Fil. Lic. Erik Åhman	Sekreterare.
Fil. Dr Ragnar Sandegren	Redaktör.
Intendent Olof Gabrielson	Skattmästare.
Statsgeolog Erik Fromm.	
Docent Carl-Gösta Wenner.	

Korresponderande ledamöter

Anm. Siffrorna angiva årtalet för inval som Korresponderande ledamot.

assler, R. S. Dr. 47	Washington, D. C., U.S.A.
ulman, O. M. B. Professor. 47	Cambridge, England.
ailleux, André, Dr. 53	Saint-Maure, Seine, Frankrike.
orrens, C. Professor. 52	Göttingen.
aly, R. A. Professor. 27	Cambridge, Mass., U. S. A.
lint, R. F. Professor. 52	Yale Univ., U. S. A.
olmes, A. Professor. 52	Edinburgh.
uenen, Ph. H. Professor. 53	Groningen, Nederländerna.
eonardos, Othon H. Professor. 53	Rio de Janeiro, Brasilien.
undberg, H. Bergsingenjör. 52	Toronto, Canada.
achatschki, Felix, Dr, Professor. 47. Universität	Wien.
amdohr, Paul, Dr, Professor. 35. Petr. Inst. d. Universität	Heidelberg.
uedemann, Rudolf, Dr. 35. N. Y. State Museum	Albany, N. Y., U. S. A.
msonowicz, Jan, Dr, Professor. 35	Warszawa.
hneiderhöhn, H. Dr, Professor. 31	Freiburg i. Br.
ubblefield, C. J. Ph. Dr. 52	London.
lley, Cecil Edgar, Professor. 37	Cambridge, England.
egmann zur Hagar, Eugen C. Dr. phil., Professor. 47	Neuchâtel.

Ledamöter

Anm. 1. Tecknet * utmärker ständiga ledamöter (jfr stadgarna, § 7).
2. Siffrorna angiva årtalet, då ledamot i Föreningen inträtt.

Abenius, Håkan, Disponent. 46. St. Kopparb. Bergslags AB Falun.
Abenius, P. W. Fil. Dr, Rektor. 86 .... Rällså.
*Adamson, O. J. Fil. Dr. 41. Postboks 42 .... Smestad, Norge.
Ahlmann, H. W:son, Fil. Dr, Professor, Ambassadör. 10. Oslo.
*Alarik, A. L:son, Bergsing., Disponent. 03. Box 5294, Åkerö, Leksand.
Aleva, G. J. J. Dr. phil. 47. Room 817—18, Imperial Life Tower, 44 Victoria Str. .... Toronto, Canada.
Ambolt, Nils, Fil. Dr, Byrådirektör. 35. Kungl. Sjökartev. Stockholm.
*Andersson, J. G. Fil. Dr, Professor. 91. Förskottsv. 7 .. Hägersten.
Andersson, S. Laborator. 54. Lantbrukshögsk. .... Uppsala 7.
Anrick, C. J. Fil. Dr, Sekr. hos Sv. Turistför. 16......... Stockholm 7.
Antevs, E. V. Fil. Dr. 14. The Corral, Globe .... Arizona, U. S. A.
Ardö, Paul, Fil. Kand., Assistent 50. Måsvägen 14 C .. Lund.
Arnfelt, H., Fil. Lic., Laboratoriechef. 41. Brötv. 15 .. Bromma.
*Arrhenius, G. Fil. Dr. 42. Scripps Inst. of Oceanogr... La Jolla Calif. U. S.
*Arrhenius, O. Fil. Dr. 19. Kagghamra .... Grödinge.
Åskelsson, Jóhannes, Lektor. 30. Solvallagata 22 ..... Reykjavik.
Asker, Sven, Fil. Stud. 53. Västanvägen 93 .... Malmö.
*Asklund, B. Fil. Dr, Statsgeolog. 17. .... Stockholm 50.
Assarsson, G. Fil. Dr, Laborator. 20. S. G. U. .... Stockholm 50.
Atlestam, Per-Olof, Fil. Dr, Lektor. 42. Flygaregatan 1. Motala.
Aurola, Erkki, Fil. Dr, Statsgeolog. 49. Geol. Forskn.anst. Helsingfors.
Avnimelech, M. Prof. 54. Geol. Inst. S:t Johns Build .. Jerusalem, Israel.

*Backlund, H. G. Fil. Dr, Professor emeritus. 08 .... Uppsala.
Backman, A. L. Fil. Dr, Docent, Forstmästare. 15. St. Robertsgatan 25 .... Helsingfors.
Backman, Göran, Bergsingenjör. 53. Odengat. 47^{III} .... Stockholm.
Barkenberg, Axel, Bergsingenjör. 23. Svarvaregat. 18 . Stockholm.
Barnekow, F. Ingenjör. 46. A.-B. Elektrisk Malmletn., Kungsgatan 44 .... Stockholm C.
Barth, Tom, Dr. phil., Professor. 39. Min. inst., Blindern. Oslo.
Behrens, Sven, Fil. Dr. 49. Måsvägen 18 C .... Lund.
*Benedicks, C. A. F. Fil. Dr, Prof. 95. Tegnérlunden 3 ... Stockholm.
*Bengtson, E. J. Fil. Kand., f. d. Direktör i Bolidens Gruv-A.-B. 06. Näckströmsgatan 1 .... Stockholm.
Bengtsson, Erik, Läroverksadj. 45. Ad. Andersohnsg. 14 B. Vänersborg.
Berg, Heino, Amanuens. 55. Sthlms Högsk............ Stockholm.
*Bergdahl, Arvid, Fil. Dr, Lektor. 26. Hantverkareg. 24 Karlskrona
Bergendal, Åke, Disponent. 44 .... Striberg.
Bergenfelt, Sven, Fil. Lic. 46. Ringv. 5............. Surahammar..
Berggren, Thelma, Fil. Kand. 37. Bragevägen 21 ...... Stockholm.
Bergman, Waldemar, Ingenjör. 36. Box 405 .... Rättvik.
*Bergquist, N. O. Civilingenjör. 49. Lagerstedt & Krantz A. B. Tunnelgatan 19 B .... Stockholm.
Bergsten, Karl Erik, Fil. Dr, Professor. 36. Geograf. inst. Göteborg.

Bergström, Lars, Fil. Kand. 49. Chalmers Tekn. Högsk. Göteborg.
Bergwall, Georgi, Bergmästare. 25. Knutsberg .... Nora.
Berthelsen, O. Cand. mag. Avdelingsgeolog. 53. D. G. U. Charlottenlund, Danmark.
Beskow, Gunnar, Fil. Dr, Professor. 23. Chalmers Tekniska Högskola .... Göteborg.
Beyer, Martin, Fil. Kand. 48. Drottninggatan 55 ..... Stockholm.
Bjurström, G., Fil. Lic., Civiling. 35. Riddarg. 12 ..... Stockholm.
Björlykke, Harald, Dr. phil. 47. A. S. Norsk Bergverk, Kr. Augustg. 15 .... Oslo.
Björsjö, N. Fil. Dr Docent. 45. Skanstorget 10 .... Göteborg.
Bodman, G. Fil. Dr,, Prof. emeritus. 18. Valhallav. 134 .. Stockholm.
Borell, Ragnar, Fil. Stud. 47. Smedsbacksg. 1 .... Stockholm.
Borg, T. G. F. Fil. Kand. 52. Geol. Forskn.anst. ...... Helsingfors.
Bring, G. Professor emeritus. 32. Friggavägen 22 ...... Djursholm 1.
Broch, O. A. Statsgeolog. 52. Adv. Wellen, Akersg. 18 ... Oslo.
Brotzen, Fr. Dr. sc. nat., Statsgeolog. 38. S. G. U. ... Stockholm 50.
Brotzen, O. Fil. Lic. 53. Bolidens Gruv AB .... Boliden.
Brouwer, H. A. Prof. Dr. 31. Nieuwe Prinsengracht 130 Amsterdam C.
Brundin, Otto, Överläkare. 47. V. Trädgårdsgatan 54 . Nyköping.
Buch, A. Stud. mag. 53. D. G. U. .... Charlottenlund, Danmark.
Bugge, Arne, Dr. phil., Bergsingenjör. 23. Postboks 234 Stabekk, Norge.
Bugge, Carl, Dr. phil., f. d. Direktör för N. G. U. 21. Håkon den godes veg 12 .... Vinderen, Oslo.
Bygdén, A. O. B. Fil. Dr, f. d. Kemist v. Sv. Geol. Unders. 05. Karlavägen 21 .... Stockholm.
Byström, Ann Marie, Fil. Lic., Kemist. 51. S. G. U. .. Stockholm 50.
Bölau, E. Dr. phil. nat. 49. Höganäs-Billesholms AB .. Höganäs.

Caldenius, C. Fil. Dr, Docent, f. d. Statsgeolog. 08...... Saltsjö-Duvnäs.
Callisen, Karen, Dr. phil. 21. Østervoldgade 7 .... Köpenhamn.
Cameron, Richard, B. Sc. 55. Sthlms Högsk.......... Stockholm.
Carlborg, H. Kommerseråd. 10. Vikavägen 7 .... Bromma.
Carlson, Josef, Fil. Lic. 38. Erik Dahlbergsgatan 2 .... Lund.
Carlsson, Elver, Ingenjör. 50. AB. Zinkgruvor .... Garpenberg.
Carlsson, J. G. Fil. Kand., Läroverksadj. 38. Strindbergsv. 9 .... Ystad.
Caster, K. E. Professor. 52. Geol. Dept. Univ. Cincinnati 21 Ohio, U. S. A.
Chen, Kwan Yuan, Fil. Lic. 49. Geol. Inst. National Peking University .... Peking.
laëson, G. Bergsingenjör. 11 .... Billesholm.
laesson, O. Folkskollärare. 19. Hackspettsvägen 12 .... Bromma.
lausen, Hans, Mag. sc., Assistent. 43. Østervoldgade 7 .. Köpenhamn.
ollini, Bengt, Fil. Lic., Laborator. 37. *Föreningens ordförande.* Lantbrukshögskolan .... Uppsala.
orp, S. O. Bergsingenjör. 32. Odinvägen 25 .... Djursholm.
orte, A. E. Dr, Geolog. 49. Universidad Nacional de Cuyo Mendoza, Argentina.
roneborg, Nils, Bergsingenjör vid Bergmästarämb. 38. Falun.
öster, F. Fil. Lic. 24. Water Dept. .... Dodona, Tanganyika.

Dahl, Sven, Fil. Dr, Docent. 45. Sten Stureg. 10 n. b. . Göteborg C.
Dahlblom, L. E. T. f. d. Bergmästare. 90 .... Falun.
Dahlman, Bertil, Fil. Lic. 48. Spångavägen 51 .... Bromma.
*Dahlström, Elis, Fil. Lic. 21. Narvavägen 31......... Stockholm Ö.
Dalhammar, Sven, Bergsingenjör. 34. Sannadal, Skärsätra Lidingö.
*De Geer, Ebba, Professorska. 08. Sveavägen 34 .... Stockholm.
De Geer, Jan, Fil. Kand. 43. Trädgårdsgatan 11 ...... Sundbyberg.
Donner, Joakim, Fil. Dr. 51. Norra Kajen 12 .... Helsingfors.
Dreimanis, Aleksis, Mag. rer. nat. 50. The University of Western Ontario .... London, Canada.
Du Rietz, G. E. Fil. Dr, Professor. 14 .... Uppsala.
*Du Rietz, T. Fil. Dr. 22 .... Boliden.

*von Eckermann, H. Fil. Dr, Bergsing. Prof. 20. Edeby Gård, Ripsa.
Edelman, Nils, Fil. Dr. 51. Haveri gruva, ... Viljakka, Finland.
Eklund, Josef, Fil. Dr, Geolog v. Sv. Geol. Unders. 19 Stockholm 50.
Ekman, C. G. Civilingenjör. 45. Klostergatan 7—9....... Örebro.
Ekstedt, Å. Ingenjör. 55. Statens Väginst............ Stockholm 26.
*Ekström, G. Fil. Dr, Docent, Statsgeolog. 14 .... Stockholm 50.
Enberg, Ch. Fil. Kand., Laboratoriechef. 31. Ekebyv. 3 Djursholm 3.
Enermalm, Halvar, Ingenjör. 39. Bergslaget........... Blötberget.
Engblom, V. E. Fil. Dr, Rektor. 45. H. a. läroverket ... Borås.
Engström, Nils, Civilingenjör. 49. Feriev. 60.......... Bromma.
Enkovaara, Antti, Fil. Mag. 50....................... Oulainen, Finland.
*Envall, E. G. Fil. Kand., Läroverksadjunkt. 12 .... Örnsköldsvik.
Erdtman, G. Fil. Dr, Prof. 18. Ranhammarv. 22. .... Bromma.
Ericson, Bror, Ingenjör. 43. Ringvägen 12 .... Stockholm.
Eriksson, Barbro, Fil. Stud. 54. Banérg. 79.......... Stockholm.
Eriksson, Gösta, Fil. Lic. 49. Luthagsespl. 9 A .... Uppsala.
Eriksson, Tryggve, Fil. Lic., Statsgeolog. 42.......... Stockholm 50.
*Eskola, P. Fil. Dr, Professor. 10. Univ. min.-geol. inst. Helsingfors.

Fægri, Knut, Dr. phil., Professor. 33. Universitetet ... Bergen.
von Feilitzen, Jarl M. Fil. Kand., Amanuens. 51. Mineralog. inst... Lund.
Fellenius, Bror, Civilingenjör, Byrådirektör. 47. S. J. Geotekn. Avd. Vasagatan 1 .... Stockholm.
*Fellenius, Wolmar, Prof. emeritus. 20. Valhallav. 66... Stockholm.
Flensburg, Tom, Fil. Mag. 45. Tegnérg. 57 .... Stockholm.
Flodkvist, Harald. Fil. Stud. Kungsg. 65 .... Uppsala.
Flodkvist, Herman, Dr. phil., Prof. em. 20. Kungsg. 65.. Uppsala.
Florin, Sten, Fil. Dr., Docent, Laborator. 39. Geol. inst. Uppsala.
Forsell, Paul, Amanuens. 47. Murarevägen 30........ Lund.
Fredén, Sven, Fil. Kand. 49. Statens Väginst......... Stockholm 26.
Fredriksson, Kurt, Fil. Kand. 50. Vidarg. 3 .... Stockholm.
Frendin, Harald, Fil. Mag., Läroverksadjunkt. 30. ..... Borlänge.
Friberg, N. Fil. Dr., Docent. 52. Sthlms Högsk. ...... Stockholm.
*Fridborn, D. Fil. Kand., Lantbrukare. 12. Fågelö ...... Torsö.
Fries, Magnus, Fil. Dr, Docent. 42. Järnbrogatan 4.... Uppsala.
Frietsch, Rudyard, Fil. Lic. 49. Smedsbacksg. 32^{II} ... Stockholm.

*Fromm, E. Fil. Lic., Statsgeolog. 34. *Styrelseledamot*	Stockholm 50.
Fryklund, Verne C. Dr. 50. S 157 Howard st.	Spokane, 4, Wash., U. S. A.
Frödin, John, Fil. Dr, Professor em. 10. Arosplan 6.....	Uppsala.
Fröman, I. Fil. Mag., Läroverksadj. 44. Tallidsv. 5 B ..	Nacka.
Fröman, K. G. L. Fil. Kand., Bergmästare. 17	Luleå.
Föyn, Sven, Direktör för N. G. U. Josefineg. 34	Oslo.
Gabrielson, Olof, Fil. Lic., Intendent. 34. *Föreningens skattmästare*	Stockholm 50.
Gams, H. Dr. phil., Professor. 24. Botanisches Inst.	Innsbruck-Hötting.
Gandahl, R. Fil. Lic. 46. Statens Väginst.	Stockholm 26.
*Gavelin, Sven, Fil. Dr, Professor. 30. Sthlms Högsk. ..	Stockholm.
*Geijer, P. A. Fil. Dr, Professor, f. d. Överdirektör och Chef f. S. G. U. 05. Agnevägen 5	Djursholm.
Gillberg, G. Fil. Lic., Amanuens. 45. Geol. inst., Stockholms Högskola	Stockholm.
Gillberg, M. Fil. Stud. 52. Hornsg. 33 B	Stockholm.
Gjelsvik, T. Statsgeolog. 53. Josefineg. 34	Oslo.
Glimberg, C.-F. Fil. Lic. 45. Lokförareg. 3 B...........	Lund.
Gobom, Nils, Bibliotekarie. 29. Stiftsbiblioteket	Linköping.
Goldkuhl, Algot, Bergsingenjör, Disponent. 29	Hedemora.
Grane, O. P. Direktör. 55. Skövde Gasbetong AB. Box 78	Skövde.
Granström, C. G. Bergsingenjör, Direktör. 10	Grängesberg.
Grebius, Hans, Bergsingenjör. 44. Fagersta bruk	Fagersta.
Grip, Erland, Fil. Lic. Chefsgeol. Bolidens Gruv-A.-B. 29	Boliden.
Gry, Helge, Dr. phil., Statsgeolog. 46. D. G. U.	Charlottenlund, Danmark.
Grønlie, A. Cand. real. Lektor. 52. Mo i Rana........	Norge.
Gummeson, P. E. Bergsingenjör, Direktör. 18	Höganäs.
Hadding, A. R. Fil. Dr, Professor emeritus. 10.	Lund.
Hagerman, Tor, Fil. Dr. 22. Statens provningsanst.	Stockholm 26.
Hagerman, Y. Bergsingenjör. 43. Krokvägen 9	Stocksund.
Haglund, Mats, Gruvingenjör. 49. Upplandsv. 7	Malmberget.
Hagner, Arthur F. Res. Ass. 47. Univ. of Illinois	Urbana, Ill., U. S. A.
Haites, T. B. Dr. phil. 39. Dominion Steel and Coal Corp. Ltd. 725 Kings Road	Sydney, N. S. Canada.
Halden, B. E. Fil. Dr, Docent v. Tekn. Högsk.	Stockholm 70.
Halkier, Christian, Konservator. 47. Østervoldgade 7 .	Köpenhamn.
Halle, T. G. Fil. Dr, Professor em. 05. Eriksbergsg. 7 ..	Stockholm.
Hannerberg, David, Fil. Dr, Professor. 50. Tegelvägen 20	Lund.
Hansen, Kaj, Dr. phil. 38. Gammeltoftsgade 16	Köpenhamn.
Hansen, Sigurd, Dr. phil., Statsgeolog. 25. Vestervang 18	Köpenhamn-Valby.
Hansson, S. Köpman. 03. Valevägen 27	Djursholm 2.
Hasselström, Bengt, Bergsing. 48. Rusthållarv. 89 n. b.	Johanneshov.
Hausen, H. Fil. Dr, Professor. 10. Södra Strandvägen 5, Brändö Villastad	Helsingfors.
Hedbom, O. Kartred. 53. AB Kartogr. Inst. Vasag. 16..	Stockholm.
Hede, J. E. Fil. Dr, Docent. 12. Paleont. Inst..........	Lund.

Hedlund, A. F. f. d. Bergmästare. 01	Stjärnhov.
*Hedström, Helmer, Bergsingenjör. 31. A.-B. Elektrisk Malmletn., Kungsgatan 44	Stockholm C.
Heiskanen, E. V. Fil. Mag. 54. Myllykosken Paperitehdas O. Y.	Myllykoski, Finland
Helovuori, O. Fil. Kand. 54. Outokumpu O. Y.	Outokumpu, Finlan
*Hemming, T. A. O. Ingenjör. 06	Mellerud.
Henningsmoen, Gunnar, Konservator. 47. Geol. mus.	Oslo 45.
Henriques, Åke, Fil. Lic. 46. Stormästarvägen 14	Lidingö.
Hernes, I. Amanuens. 55. Geol. Inst.	Bergen, Norge.
Hesse, P. A. Jurgen. Ing. geolog. 36. Nynäsv. 304	Enskede.
Hessland, Ivar, Fil. Dr, Professor. 38. Sthlms Högsk.	Stockholm Va.
Hillefors, Å. Folkskollärare. 52. Backadalen	Göteborg.
Hinricsson, H. Med. Lic., Fältläkare. 54. Gröng. 25	Östersund.
*Hjalmarsson, Märta, Fil. Mag., Assistent. 49. Västanv. 8	Åkarp.
*Hjelmqvist, Sven, Fil. Dr, Professor. 27. Geol. inst.	Lund.
Hjern, P. G. Fil. Mag. 54. Min.-Geol. Inst.	Lund.
Hjortzberg-Nordlund, B. Bergsingenjör. 44. Svalnäsv. 14	Djursholm.
Hjulström, Filip, Fil. Dr, Prof. 30. Geograf. inst.	Uppsala.
Hoel, A. Cand. real., Professor. 09. Min.-geol. mus.	Oslo.
Holdar, Carl-Gustav, Fil. Lic. 49. Orrspelsv. 29	Stuvsta.
Holmberg, S. Fil. Kand. 53. Lervägen 24	Lund.
Holmgren, Josef E. Geologassistent. 47. Box 3536	Boliden.
Holmquist Arne, Ingenjör. 42. Storsjövägen 6	Enskede.
*Holmsen, Per, Statsgeolog. 47. N. G. U. Josefinegate 34	Oslo.
*Holtedahl, O. Dr. phil., Prof. 17. Univ. geol.-paleont. inst.	Blindern, Oslo.
Hoppe, G. Fil. Dr, Professor. 46. Sthlms Högsk.	Stockholm.
Hultman, Elov, Ingenjör. 23	Roslags-Näsby.
Hybbinette, Anna-Greta, Fil. Lic. 37. Box 2262	Skelleftehamn.
Hyppönen, Viljami, Fil. Mag. 49. Suomen Malmi Oy	Tiaisenk, 44 Joensu Finland.
Hyyppä, Esa, Docent, Statsgeolog. 34. Boulevardsg. 29	Helsingfors.
Hägg, R. Fil. Dr, f. d. Museiassistent. 00. Riksmuseum	Stockholm 50.
Härme, Maunu, Fil. Dr. 51. Geol. Forskningsanst.	Helsingfors.
Högberg, Erik, Fil. Lic. 51. Korngränd 3	Älvsjö.
Högbom, Bertil, Fil. Dr. 10. Agnevägen 24	Djursholm 2.
Högbom, Ivar, Fil. Dr, Professor. 18. N. Mälarstrand 66	Stockholm.
Hörnsten, Åke, Fil. Kand. 51. Studentstaden 25	Uppsala.

Ising, Gustaf, Fil. Dr, Professor. 37	Djursholm 2.
Israelsson, Bertil, Direktör. 38. Eriksgat. 16	Ludvika.
Iversen, Joh. Dr. phil., Statsgeolog. 33. Charlottenlund	Danmark.

Jaanusson, V. Fil. Lic. 47. Paleont. inst.	Uppsala.
Janelid, I. Professor. Bergsing. 44. Forsetev. 18	Djursholm.
Jansa, V. Civilingenjör. 41. AB. Vattenbyggnadsbyrån	Stockholm.
Jarvik, Erik, Fil. Dr, Intendent. 35. Riksmuseum	Stockholm 50.
Jerbo, A. Fil. Stud. Amanuens. 52. Geol. inst., Sthlms Högsk.	Stockholm 6.

Johansson, Bertil, Ingenjör. 26. A.-B. Elektrisk Malmletn., Kungsgatan 44	Stockholm C.
Johansson Ella, Amanuens. 53. Paleont. Inst.	Lund.
Johansson, H. Fil. Lic. 47. Min. inst., Sthlms Högsk.	Stockholm 6.
Johansson, Karl S. Överingenjör. 35. Box 113	Boliden.
Johnson, Nils, Civilingenjör. 38. Klara N. Kyrkog. 26.	Stockholm.
Johnsson, Gunnar, Fil. Lic. 46. Geol. Inst.	Lund.
Jonasson, Olof, Fil. Dr, Professor. 24. Lundehagsg. 2	Göteborg.
Jonson, P. A. Bergsingenjör, Direktör. 97	Falun.
Jónsson, Jón, Fil. Stud. 52. Gropgränd 2	Uppsala.
Julin, Henning, Intendent. 51. Karlbergsvägen 12	Stockholm.
Järnefors, Björn, Fil. Lic., Geolog. 47	Stockholm 50.
Järnström, Karl Werner, Prospektor. 51. P. R.	Kiruna C.
Kahma, A. Statsgeolog. 52. Geol. Forskn.anst.	Helsingfors.
Kaitaro, Simo, Fil. Dr. 49. Geol. Forskn. anst.	Helsingfors.
Kallenberg, Sten, Fil. Dr, Lektor. 08. Presidentvägen 3	Enskede.
Karlén, S.-E. Direktör. 44. Villagatan 15	Falun.
Karlsson, Nils, Agr. Lic., 1:ste kemist. 48. Statens lantbrukskem. kontrollanst.	Stockholm 50.
Kauranne, K. Fil. Mag. 55. Geol. Forskn.anst.	Helsingfors.
Kautsky, Fritz, Dr. phil. 39	Boliden.
Kautsky, G. Fil. Dr, Statsgeolog. 45. S. G. U.	Stockholm 50.
Keller, Paul, Dr. phil., Direktor. 28. Institut Humboldt.	Bern, Schweiz.
Kempe, J. Disponent. 07. Engelbrektsg. 10	Ludvika.
Kihlstedt, F. H. Bergsingenjör. 23. 12 Dickel Road	Searsdale, N. Y., U. S. A.
Kihlstedt, G. Professor. 44. Molinvägen 13	Bromma.
Kleen, N. Civilingenjör. 93	Valinge, Jönåker.
Klementsson, Arne, Fil. Mag., Läroverksadjunkt. 38. Ringgården 14	Hässleholm.
Klingberg, Gösta, Folkskollärare. 39. Enerum	Byxelkrok.
Koark, Hans J. Dr. phil. 50. Geol. inst.	Uppsala.
Koch, Lauge, Dr. phil. 24. Kalvebod Brygge 2	Köpenhamn V.
Kolderup, N. H. Dr. phil., Professor. 21. Universitetet	Bergen.
Kollert, Rudolf, Bergsingenjör. 38. Erik Dahlbergsg. 25	Stockholm.
Korpela, K. Fil. Mag. 55	Leppiniemi, Finland.
Kouvo, O. Fil. Kand. 54. Outokumpu O. Y.	Outokumpu, Finland.
Krantz, J. E. Gruvdirektör. 99. Disavägen 3	Djursholm.
Krog, H. Cand. Mag. 54. D. G. U. Charlottenlund	Danmark.
Kruse, Eduard, Civilingenjör. 46. Herman Ygbergs väg 29	Bromma.
Kullenberg, B. Fil. Dr, Docent. 45. Oceanografiska inst.	Göteborg.
Kulling, Oskar, Fil. Dr, Docent, Statsgeolog. 23	Stockholm 50.
Kättström, T. Ingenjör. 45	Boliden.
Käärik, Kaljo, Tekn. Lic. 51. Saltvägen 4	Enskede.
Köster, Erhard, Ingenjör. 50. Geogr. inst.	Lund.
Laitakari, A,. Fil. Dr, Prof. Chef för Geol. forskn.anst. 14	Helsingfors.
Laitakari, A. J. Fil. Mag. 55. Geol. Forskn.anst.	Helsingfors.
Landén, E. Ingenjör. 45. Parkgat. 15	Falun.

Landergren, Sture, Fil. Dr, Docent, Laborator. 23 .... Stockholm 50.
Lannerbro, Ragnar, Fil. Lic. 43 .... Mora.
Larsson, Bengt, Fil. Stud. 54. c/o Lindström, Höganäsg. 11 C Uppsala.
Larsson, Carl, Assistent. 38. Sv. Geol. Unders. .... Stockholm 50.
Larsson, Curt, Gruving. 54. Bodås gruvfält.......... Hästbo.
Larsson, Ingemar, Fil. Dr. 49. Geograf. Inst.......... Lund.
Larsson, Walter, Fil. Dr, Statsgeolog. 34 .... Stockholm 50.
Laurent, Gavonne, Fil. Lic. 40. Svarvaregatan 13 ...... Stockholm.
Laurila, M. Fil. Mag. 54. Outokumpu O. Y........... Outokumpu, Finlan
Lehijärvi, Mauno, Fil. Mag. 49. Geol. inst., Universitetet Helsingfors.
Lehman, Jean-Pierre, Dr. ès Sc. 46. Laboratoire de géologie, Sorbonne, 1. rue Victor-Cousin .... Paris.
*Lewenhaupt, Greger, Advokat. 47. Kungsgatan 48 .... Stockholm.
Lidén, R. Fil. Lic., f. d. Byråingenjör. 06. Lokattsväg. 24 Bromma.
Lindekrantz, Gunnar, Fil. Kand. 42. Lagmansgatan 7.. Göteborg.
Lindholm, H. Fil. Kand. 55. Luthagsespl. 21 B....... Uppsala.
Lindholm, O. Fil. Mag. 55 .... Otanmäki, Finland.
Lindqvist, Bengt, Fil. Kand. 54. Min.-Geol. Inst. ..... Uppsala.
Lindroth, Gustaf T., Fil. Dr, Bergsing. 12. Bondeg. 16^{1} Strängnäs.
Lindskog, Göte, Civiling. 51. Prästskogsv. 20.......... Stuvsta.
Lindsten, Helga, Landsbibliotekarie. 55.............. Västerås.
*Lindström, T. G. M., Fil. Stud. 51. Kyrkogatan 15.... Lund.
Linnman, Gunnel, Fil. Mag. 46. Stormästarvägen 15 .... Lidingö 4.
Ljunggren, Erik, Fil. Kand. 49. Tenngatan 15^{I}...... Västerås.
Ljunggren, P. Fil. Dr, Docent. 45. Geol. inst.......... Lund.
Ljunggren, Sven, Fil. Kand. 47. LKAB.............. Malmberget.
Loberg, B. Fil. Kand. 52. Mårdvägen 32 .... Bromma.
Looström, A. R. Fil. Lic. 06. Artillerig. 63 .... Stockholm.
Lundblad, Britta, Fil. Lic., Intendent. 46. Riksmuseum Stockholm 50.
Lundegren, Alf, Fil. Dr, Folkhögskollärare. 28 .... Vessigebro.
Lundegårdh, P. H. Fil. Dr, Docent, Statsgeolog. 39 ... Stockholm 50.
*Lundqvist, Gösta, Fil. Dr, Statsgeolog. 17 .... Stockholm 50.
*Lundqvist, Jan, Fil. Lic. 48. S. G. U. .... Stockholm 50.
Lundqvist, Magnus, Fil. Dr, Kartredaktör. 19. A.-B. Kartografiska Institutet, Vasagatan 16 .... Stockholm.
Lundqvist, Thomas, Fil. Stud. 54. Krigsstigen 21...... Stocksund.
Lupander, Kurt, Fil. Mag. 29. Grundvägen 24 A 18 .. Helsingfors.
*Låg, Jul. Professor, Dr. 52. Lantbrukshögsk. Wollebekk Norge.
Lönnborg, Einar, Civilingenjör. 41. .... Sandviken.
Löwenhielm, H. Bergsingenjör. 12. Villavägen 4 .... Djursholm 3.

Magnusson, E. Amanuens. 54. Geol. Inst. .... Lund.
Magnusson, J. Herman, Ingenjör, Disponent. 21 ...... Katrineholm.
*Magnusson, N. H. Fil. Dr, Överdirektör och Chef f. Sv. Geol. Unders. 17 .... Stockholm 50.
Malaise, René, Fil. Dr, Intendent. 47. Riksmuseum ... Stockholm 50.
Malmborg, G., Fil. Lic., Lektor. 50. Stampgatan 9 .... Hälsingborg.
Malmqvist, David, Fil. Dr. 26. Box 421 .... Boliden.
*Malmström, C. Fil. Dr, Professor. 10. Sturegatan 52 ..... Stockholm.
Mannerfelt, C. M:son, Fil. Dr, Docent. 43. Eddavägen 12 Djursholm 1.

Markgren, M., Fil. kand., Assistent. 50. Lokförareg. 9 C	Lund.
Marklund, Nils, Fil. Lic. 44. Geol. Inst.	Uppsala.
Marmo, Vladi, Fil. Dr. 49. Geol. forskningsanst.	Helsingfors.
Mars, K.-E. Geolog. 45. S. J. Geotekn. Avd.	Stockholm 1.
Martin, L. O. Ingenjör. 33. Korsnäsv. 65	Gävle 2.
Martinsson, A. Fil. Mag. 55. Paleont Inst.	Uppsala.
Martna, Jüri, Fil. Lic. 47. Torsvikssvängen 16	Lidingö 1.
Mason, B. H. Fil. Dr, Prof. 41. Amer. Mus. of Nat. Hist. 77th. Str. & Central Park West, New York 24	N. Y., U. S. A.
Matisto, Arvo, Fil. Dr. 49. Geol. forskningsanst.	Helsingfors.
Matton, C. M. Civiling. 34. Sv. Diamantbergborrn. AB.	Stockholm C.
Mattsson, L. Fil. Lic. 55	Älmhult.
Mattsson, Å. Fil. Mag., Amanuens. 52. Geogr. inst.	Lund.
Meier, Otto, Dr. phil. 20. Sv. Diamantbergborrn. AB., Hamngatan 29	Sundbyberg.
Melcher, G. Min. Eng. 52. Alameda Franca 1329	Sao Paulo, Brasilien.
Mellis, O., Dr. rer. nat., Prof. 37. Min. inst., Sthlms Högsk.	Stockholm.
Mertz, Ellen Louise, Geotekniker. 45. D. G. U.	Charlottenlund, Danmark.
Metz, Karl, Prof. Dr. 48. Universität	Graz, Österrike.
Metzger, Adolf A. Th., Dr, Professor. 27. Åbo Akademi	Åbo.
Mikkola, Aimo, Fil. Dr. 46. Alpua, Outokumpu O. Y.	Finland.
Mikkola, Toini, Fil. Mag. 55. Geol. Forskn.anst.	Helsingfors.
Milthers, V. Cand. Polyt., f. d. Statsgeolog. 98. Vendsysselvej 14	Köpenhamn F.
Mitchell, G. F. Dr. 49. 24 Trinity College	Dublin, Irland.
Moberg, C.-A. Fil. Dr, Museilektor. 52. Statens Hist. Museum	Stockholm.
Mogensen, Fredrik, Tekn. Dr, Bergsingenjör. 25	Djurshom 1.
Mohrén, Erik, Fil. Lic., Statsgeolog. 32	Stockholm 50.
Molin, Kurt, Fil. Dr, Lektor. 34	Örebro. 1
Morfeldt, Carl-Olof, Assistent. 47. Friggavägen 17	Lidingö 1.
Munthe, H. Fil. Dr, Professor. 86. Breitenfeldsgatan 2	Stockholm.
Mutvei, H., Fil. Kand. 50. Paleozool. Avd., Riksmus.	Stockholm 50.
Müllern, Fredrik, Sekreterare v. Statens Handelskommission. 50. Rangstagat. 6	Stockholm-Bandhagen.
Mårtenson, Nils, Civilingenjör. 51. Lagerbringsg. 7	Göteborg.
Mårtenson, Olov, Civilingenjör. 51. Metargränd 27	Luleå 2.
Mårtenson, S. Fil. Kand., Lektor. 06. Lagerbringsg. 7	Göteborg.
Mårtensson, Carl, Ingenjör, Fil. Lic. 50. Pilvägen 10	Lidingö.
Mölder, Karl, Fil. Dr. 48. Geol. forskningsanst.	Helsingfors.
Möller, H. Amanuens. 53. Geol. Inst.	Lund.
Neumann, Henrich, Dr. phil. 44. Geol. mus.	Olso 45.
Neuvonen, K. J. Fil. Dr. 52. Geol. Forskn.anst.	Helsingfors.
Nielsen, Eigil, Dr. phil., Museumsinspektör. 46. Østervoldgade 7	Köpenhamn.
Nilsson, Erik, Fil. Dr, Docent, Rektor. 22	Västerhaninge.
Nilsson, Kaj, Fil. Stud. 53. Ronnebyg. 7 A	Malmö.
Nilsson, Marianne, Amanuens. 55. Sthlms Högsk.	Stockholm.
Nilsson, Ragnar, Postkontrollör. 20. Norbergsgatan 6	Lund.

Nilsson, Tage, Fil. Dr, Laborator. 27. Geol. inst. . . . . Lund.
*Nisser, W. Fil. Kand., Disponent. 05. Rottneby . . . . Korsnäs.
*Noe-Nygaard, Arne, Dr. phil., Prof. 31. Østervoldg. 7 . . Köpenhamn.
Nordhagen, Rolf, Professor. 20. Botanisk Museum . . . . Oslo.
*Nordström, Allan, Bergsingenjör. 24. Invernessv. 11 . . Stocksund.
Norin, Erik, Fil. Dr, Professor. 14. Stureg. 24 B . . . . . . Uppsala.
Norin, Gunlög, Fil. Mag. 47. Nygatan 1 A . . . . Umeå.
Norin, Rolf, Fil. Dr. 29 . . . . Höganäs.
Norling, V. Ingenjör. 45. Sv. Diamantbergborrn. AB. . . . Stockholm 1 C.
Norrgård, A. F. d. Lantbruksdir. 47. Fruängsg. 12. . . . Nyköping.
Norström, Edvard, Bergsingenjör. 25 . . . . Vikmanshyttan.
*Nosow, E. M. S. 52. Box 282 Kentucky Geol. Survey . Hopkinsville, Kentucky.
Nuutilainen, J. Fil. Mag. 55 . . . . Sorsakoski, Finland.
Nykvist, N. Fil. Kand., Amanuens. 55. Ugglevägen 5 C. Ektorp.
*Nylander, S. Civiling. 52. K. Vattenfallsstyrelsen . . . . . Stockholm.
Nyström, E. Fil. Dr, Professor. 19. Hällbygatan 32 B . . Uppsala.

Odenstad, S. Civiling. Förste Statsgeotekn. 46. Narvav. 25 Stockholm.
Odhner, N. Fil. Dr, Prof. em. 10. Västra Banvägen 13 . Enebyberg.
Offerberg, Jan, Fil. Kand. 49. Rörstrandsgatan 32 . . . Stockholm.
Okko, Veikko, Fil. Mag. 47. Geol. forskningsanst. . . . . . . Helsingfors.
Olausson, Eric, Fil. Kand. 49. Geol. Inst. . . . . Lund.
Olsson, J., f. d. Byrådirektör. 15. Tre liljors plan 1 . . . Stockholm.
Ornstein, Herbert, Fil. Kand. 49. Box 293 . . . . Boliden.
Orvell, G. Teknolog. 54. Östermalmsg. 42 . . . . Stockholm.

Paarma, H. Fil. Mag. 55 . . . . Otanmäki, Finland.
Palm, P. W. Direktör. 39 . . . . Njurunda.
Palmén, Stig, Folkskollärare. 47. Galven . . . . Arbrå.
*Palmgren, J. Fil. Dr. 00. Drottningg. 2 . . . . Uppsala.
Parsons, A. L. Director em. 27. 360 Fairlawn Ave. . . . . Toronto 12.
Paterson, S. S. Fil. Lic. 43. Lundbacken 6, Aspenäs . . V:stad, Lerum.
Pauly, H. Mag. Scient. 53. Kryolitselsk. Øresund A/S, Strandboulev. 84 . . . . Köpenhamn Ø.
Pehrman, Gunnar, Fil. Dr, Professor. 30. Åbo Akademi . Åbo.
Peltola, E. Fil. Mag. 54. Outokumpu O. Y. . . . . Outokumpu, Finland
Persson, O. Fil. Kand. Amanuens. 54. Paleont. Inst. . . Lund.
*Petersson, Sven G. Bergsingenjör. 29. Sv. Diamantbergborrn. AB., Kungsgatan 44 . . . . Stockholm C.
Pilava-Podgurski, N. Fil. Lic. 47. Lustigknoppsv. 4 C . . Falun.
Pipping, F. Fil. Stud. 55. Kronbergsgat. 7 A . . . . Helsingfors.
von Post, B. Bergsingenjör. 47 . . . . Malmberget.
Potonié, R. Prof. Dr. 45. (13 a) Wallenfels, Oberfranken Tyskland.
Pousette, I. Bergsing. 53. Bolidens Gruv-A.-B. . . . . Laisvall,
Puke, Carl, Fil. Lic. 34. Trappstigen 4 . . . . Lidingö 1.

*Quensel, Percy D. Fil. Dr, Prof. em. 04. Sthlms Högsk. Stockholm Va.

Rankama, K. Fil. Dr, Prof. 45. Geol. inst., Snellmansg. 5 Helsingfors.
Rasmussen, L. B. Mag. scient, Assistent. 53. D. G. U. Charlottenlund, Danmark.
Regnéll, Gerhard, Fil. Dr, Docent. 37. Geol. inst. ... Lund.
Rengmark, F. Fil. Lic., Avdeln.chef. 27. Statens Väginst. Stockholm Ö.
Renwall, Åge, Fil. Mag. 37. Haveri gruva .... Viljakkala, Finland.
Reuterskiöld, A. Fil. Kand. 16. Jakobsbergsgatan 19.. Stockholm.
Reyment, Richard A. B. Sc. 50. Sthlms Högsk. ...... Stockholm.
Rosén, Nils, Ingenjör. 41. Grevmagnigatan 6.......... Stockholm.
Rosén, Wilhelm, Överingenjör. 51. Korsnäs AB. ...... Gävle 3.
Rosendahl, Halvor, Konservator. 30. Geol. mus. ...... Oslo 45.
Rosenkrantz, Alfred, Dr. phil., Prof. 29. Østervoldgade 7 Köpenhamn.
Rosenqvist, I. Th. Dr. Phil. 52. Geotekn. Inst. Blindern Oslo.
Roxström, Eric, Ingenjör. 38. AB. Elektrisk Malmletn. Stockholm C.
Rudberg, Sten, Fil. Dr, Docent. 44. Luthagsespl. 10 A. Uppsala.
Rutberg, Karl, Direktör. 31. Villavägen 13 .... Falun.

Saare, E. Fil. Kand., Ingenjör. 55. Artillerig. 93...... Stockholm.
Sahama, Th. G. Fil. Dr, Professor. 29. Universitetet ..... Helsingfors.
Sahlberg, O. Civiling., 54. Kolmårdsv. 67 .... Lidingö.
Sahlbom, Naima, Fil. Dr. 94. Eriksbergsgatan 13 .... Stockholm.
Sahlin, A. O. Ingenjör. 51. L. M. Ericsson .... Stockholm 32.
Sahlin, C.-I. Bergsingenjör. 43. Villastigen 1........... Kiruna.
Sahlström, K. E. Fil. Dr, f. d. Sekr. v. S. G. U. 08 .. Stockholm 50.
Salli, Ilmari, Fil. Mag. 49. Geol. forskningsanst. ...... Helsingfors.
Salmi, Martti, Fil. Dr, Statsgeolog. 48. Geol. forskn.anst. Helsingfors.
San miguel arribas, A. Dr. Prof. 52. Diputacion 185 3º Barcelona.
Sandberg, Gustaf, Fil. Lic. 40. Linnégatan 11 .... Uppsala.
Sandegren, E. Byrådirektör. 55. Kräftv. 11 .... Lidingö.
Sandegren, R., Fil. Dr, f. d. Statsgeolog. 10. *Föreningens redaktör* .... Stockholm 50.
Sandell, Arne, Fil. Dr, Docent. 36. Rönneholmsv. 73 A Malmö.
Sarap, Hans, Geolog. 53. S. G. U. .... Stockholm 50.
Sasserson, I. Fil. Stud. 55. Sthlms Högsk. .... Stockholm.
Sauramo, M. Fil. Dr, Professor. 21. Geol. inst., Univers. . Helsingfors.
Schaeffer, Bengt, Bergsingenjör. 44 .... Säter.
Seitsaari, J. Fil. Dr. 52. Univ. min.-geol. inst. .... Helsingfors.
Sidenvall, K. J. F. Kommerseråd. 99. Ymervägen 36. Djursholm.
ilfverberg, L. Fil. Lic. Lektor. 51. Läroverksv. 46... Lidingö 1.
imonen, Ahti, Fil. Dr, Statsgeolog. 48. Geol. forskn.anst. Helsingfors.
iverén, S., Fil. Kand. 45. Vanadisplan 8^{IV} .... Stockholm.
jögren, O. Fil. Dr, Lektor. 05. Valevägen 51.......... Djursholm 2.
karby, Annie, Fil. Kand. 55. Ängkärrsgat. 3........ Solna.
mith, H. H. Bergsingenjör. 93. Drachmansg. 2 .... Bromma.
obral, José M. Fil. Dr. 08. Avenida de los Incas 3020 Buenos Aires.
orgenfrei, Th. Afdelingsgeolog. 45. D. G. U.......Charlottenlund, Danmark.
overi, Urpu, Fil. Dr. 46. Sjötullsgatan 21 .... Helsingfors.
pjeldnæs, Nils, Cand. real. 47. Sarsgate 39 .... Oslo.
tenberg, K. Ingenjör. 17. Brahegatan 32^{II} .... Stockholm.
teneström, Seth, Fil. Lic., Assistent. 39. Geol.-min. inst. Lund.

Stollenwerk, E. W. Bergsingenjör. 03 .... Askersund.
Stolpe, T. B. Fil. Kand. 52. Mannerheimsv. 79 B ..... Helsingfors.
*Strøm, Kaare, Dr. phil., Professor. 38. Universitetet.... Blindern, Oslo.
Strömberg, A. Fil. Lic., Konservator. 50. Ängskärsg. 5. Stockholm Ö.
Ståhl, Sven G. Fil. Lic. 39. Solhem .... Kvicksund.
Stålhös, Göran, Fil. Kand. 50. Geol. inst. .... Uppsala.
Størmer, L., Dr. phil., Professor. 45. Geol. Mus........ Olso 45.
Sund, R. B. Fil. Kand., Geolog. 48. Folkungag. 96 .... Stockholm.
Sundberg, N. E. Preparator. 53. Tekn. Högsk......... Stockholm 70.
Sundius, N. Fil. Dr, f. d. Statsgeolog. 08 .... Stockholm 50.
Svanholm, J. W. Ingenjör. 35. Valhallav. 176 .... Stockholm
Swedberg, S. B. Fil. Lic., Lektor. 21. Laboratorieg. 3 ... Göteborg.
Svensson, H. Gruvägare. 55 .... Silverhöjden.
Svensson, V. Justerare. 28. Mörbyvägen 15............ Nynäshamn.
Syvänen, M. Fil. Mag., Bibliotekarie. 54. Geol. Forskn.anst. Helsingfors.

*Tamm, O. Fil. Dr, Professor. 12...................... Experimentalfältet.
Tarning, Urve, Fil. Stud. 53. Mössebergsv. 1 .... Bromma.
*Tegengren, F. R. Fil. lic. 07. Ringen 13.............. Stocksund.
Tegneborg, E. Gruving. 54. Bodås gruvfält .... Hästbo.
Tengnér, Staffan, Fil. Kand. 41. Västmannagatan 69 .. Stockholm 6.
Terasmäe, Jaan, Fil. Kand. 50. Royal Botan. Gardens
Box 399, Hamilton .... Ont., Canada.
Thalmann, Hans E. Prof. Dr. 50. P. O. Box 1978 .... Stanford, Cal., U.S.
Theolin, Axel, Assistent. 47. S. G. U. .... Stockholm 50.
*Thomson, Paul W., Dr. phil., Professor. 28. Amt für
Bodenforschung, Westwall 124 .... Krefeld, Tyskland.
Thorarinsson, S. Fil. Dr, Docent. 52. Postbox 532 .... Reykjavik.
*Thorslund, P. Fil. Dr, Professor. 29. Paleont. Inst. ... Uppsala.
Thunmark, Sven, Fil. Dr, Professor. 26. Grönegatan 28 Lund.
Tjernvik, T. E. Amanuens. 38. Paleont. inst.......... Uppsala.
Troedsson, Tryggve, Fil. Dr, Assistent. 47 .... Experimentalfältet.
*Troelsen, J. Dr. phil. 53. Østervoldgade 7 .... Köpenhamn.
Troilius, G. Amanuens. 54. Tellusgat. 6 B .... Lund.
Tryggvason, Tomas, Fil. Lic. 40. Nökkvavogur 26 .... Reykjavik, Island.
Tullström, H. Fil. Lic. 46. S. G. U. .... Stockholm 50.
*Tunelli-Lundholm, Ingrid, Fil. Mag. 40. Nockebyv. 39 Bromma.
Tunhammar, E. Jur. Kand., Direktör. 44. AB. Svenska
Tobakmonopolet .... Stockholm 4.
Törnqvist, Gösta, Fil. Mag. 47. AB. Elektrisk Malmletn. Stockholm C.
Törnqvist, John, Bergsingenjör. 25. Norra stationsv. 2 .. Kiruna.

*Uytenbogaardt, W. Fil. Lic. 41. Tekn. Högskolans avd.
f. min. o. geol. .... Stockholm 70.

Vaasjoki, O. Fil. Mag. 52. Geol. forskn.anst. .... Helsingfors.
Vallin, Hervid, Fil. Dr, Lektor. 50. Hunnetorpsvägen 115 Hälsingborg.
Verhoeff, F. H. Seismolog. 51. Shell-D'Arcy Petr. Dev.
Co of Nigeria .... Overri, Nigeria.

ILUKSELA, E. Fil. Kand. 52. Outokumpu O. Y........ Outokumpu, Finland.
IRKKALA, KALEVI, Fil. Mag. 48. Geol. forskningsanst.... Helsingfors.
OGT, TH. Dr. phil., Professor. 16 .... Trondheim.
ON VOLBORTH, A. Fil. Mag. 52. Miinalantie .... Leppävaara, Finland.
ÄHÄTALO, V. Fil. Dr. 54. Outokumpu O. Y.. Outokumpu, Finland
ÄYRYNEN, H. A. Fil. Dr, Professor. 14. Tekn. Högsk.... Helsingfors.

VÆRN, BERTIL, Fil. Lic. 36. S:t Johannesgatan 22....... Uppsala.
VAGER, OLEG, Ingenjör. 51. Svartviksvägen 8 .... Bromma.
VAHL, W. Fil. Dr, Professor emeritus. 03. Kyrkog. 1 B... Helsingfors
VAHLGREN, E. Fil. Dr, Lektor. 12. Föreningsvägen 30 ... Malmö.
VALDÉN, O. Fil. Mag. 55. Geol. Forskn.anst........... Helsingfors.
VALLÉN, K. O. Apotekare. 46. Förrådsg. 7 .... Solna.
VALLIN, K.-G. Bergsing. 44. Sv. Diamantbergborrn.AB. Stockholm C.
VEILER, G. Fil. Dr, Lektor. 21. Rocksjögatan 2 .... Jönköping.
VELIN, ERIC, Fil. Mag. 50. Fredrikslundsv. 14$^{\mathrm{I}}$ ..... Bromma.
VENDIN, B. Fil. Lic., Läroverksadj. 41. Polhemsg. 8 ..... Stockholm K.
VENNBERG, GUNNAR, Fil. Dr, Docent. 44. Geol. inst.... Lund.
VENNBERG, GÖSTA, Fil. Lic. 50. S:t Annev. 3 C .... Växjö.
VENNER, CARL-GÖSTA, Fil. Dr, Docent. 35. *Styrelseledamot.* Sthlms Högskola .... Stockholm.
VERNER, STURE, Fil. Kand., Laborator. 39. S. G. U. ... Stockholm 50.
VESLIEN, J. G. H. Bergsingenjör, Disponent. 18 .... Långban.
VESSLÉN, A. Fil. Lic. 45. Riddarvägen 54............. Lidingö.
VESTERGÅRD, A. H. Fil. Dr, f. d. Statsgeolog. 01. Villag. 24 Stockholm.
VHITTARD, W. F. Professor 46. University of Bristol .... Bristol, England.
VICKMAN, F. E. Fil. Dr, Professor. 37 .... Stockholm 50.
VICKMAN, ÅKE, Ryttmästare. 21. Gen. Lit. Anst. ...... Stockholm.
VIDÉN, C. A. Bergsingenjör. 45 .... Zinkgruvan.
VIKLANDER, L. Prof. 54. Lantbrukshögsk. .... Uppsala 7.
VILHELMSSON, G. Ingenjör. 43 .... Vika-Strand.
VIMAN, E. Fil. Dr, Lektor. 21. Södra Staketgatan 1 ..... Kristinehamn.
VINGE, K. Fil. Lic., f. d. Rektor. 94 .... Åkerö, Leksand.
VIRSTAM, Å. Ingenjör. 45. Box 296 .... Boliden.
VOLDSTEDT, P. Dr. phil., Prof. 26. Argelanderstr. 118.. Bonn, Rh., Tyskland.
VRETBLAD, P. ERIK, Fil. Lic. 41 .... Fagersta.

LETYINEN, O. Fil. Mag. 55. Geol. Forskn.anst......... Helsingfors.

ENZÉN, N. Fil. Dr, f. d. Museiassistent. 04. Yngvev. 14 Djursholm 2.

BERG, CURT, Fil. Stud., Amanuens. 49. Geogr. inst. ... Lund.
HMAN, ERIK, Fil. Lic., Geolog. 40. *Föreningens sekreterare.* S. G. U. .... Stockholm 50.
KERBLOM, D. Fil. Mag., Läroverksadj. 13. Kungsg. 12 .. Hudiksvall.
KERLUND, DAG, Fotograf. 53. Majorsvägen 9 .... Saltsjöbaden.
STRÖM, MABEL, Fil. Kand. 47. S. Stationsv. 30....... Kiruna C.

NGEBY, OLOF, Fil. Dr, Docent, Lektor. 43. Geograf. inst. Lund.

*Ödman, Olof, Fil. Dr, Professor. 25 .... Stockholm 50.
Ödum, H. Dr. phil., Direktör för D. G. U. 38 .... Charlottenlund, Danmark.
Öhman, H. G. Ingeniör. 53. Kvarngatan 18 .... Stockholm.
*Ölander, Arne, Fil. Dr, Professor. 42. Sthlms Högskola.. Stockholm Va.
Örvig, Tor, Dr. phil. Intendent. 46. Paleozool. avd., Riksmus. .... Stockholm 50.
Öster, Johannes, Fil. Lic., Lektor. 30. Vretagat. 19... Linköping.

Föreningen räknar den 1 januari 1956:

Förste Hedersledamot	1
Korresponderande Ledamöter	18
Ständiga »	100
Årligen betalande »	420
Summa	539

Ledamöter invalda den 12 januari 1956:

Ben-Yair, M. Dr, Inst. f. silikatkemi, Chalmers Tekn. Högsk. Göteborg.
Önay, T. S. Dr, Ing. Gazi Bulvari 38 sokak 15, Aidin, Turkiet.

GEOLOGISKA FÖRENINGEN

överlämnar sina Förhandlingar såsom publikationsbyte till 160 utländska institutioner, föreningar och sällskap.

Se förteckning häröver på sid. 183.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR
BAND 78 HÄFTE 1 N:o 484

On the stratigraphy and palaeontology of the Cretaceous of Nigeria and the Cameroons, British West Africa[1]

By

R. A. Reyment

Abstract. The stratigraphical subdivision of the Nigerian Cretaceous, based mainly n ammonite faunas, is studied. A zonal scheme for the Cretaceous and basal Tertiary s proposed and the problem of the recognition of the Danian in Africa is discussed. The hylogeny of the Cretaceous ammonoid families occurring in Nigeria is considered in he light of published and unpublished investigations by the author. The vertical dis- ribution of a number of West African Upper Cretaceous lamellibranchs is reviewed. An ttempt is made to reconstruct the main palaeogeographical changes in southern Nigeria nd the Southern Cameroons.

Contents

I. Introduction 17
II. Distribution of the Cretaceous System in Nigeria 19
III. Cretaceous zonal indices in Nigeria 25
IV. Taxonomic section 46
V. Comparison with other Cretaceous faunas 79
VI. Summary 92
VII. Acknowledgments 93
III. Literature 93

I. Introduction

This paper presents a summary of the author's work on the Nigerian retaceous carried out over the last five years (1950—1955); it also ncludes a discussion of unpublished investigations. Various aspects f this research have appeared in nine publications (Reyment, 1954—956), the most extensive of which is a monograph of the Nigerian mmonoidea. Although Cretaceous rocks have been known in Nigeria nd the Cameroons for sixty years, little attempt has been made in he past to study them systematically. von Koenen (1897, 1898), olger (1904), Harbort (1909), and Riedel (1932), treated the molluscan faunas of the Mungo River in the Cameroons, without, however, reaching a unanimous decision for the age of this sequence (the word »sequence» is used in the present paper without any formal significance). Later, Geze (1943) and Hourcq (1952) in particular, re-examined the evidence and the latter author came to the conclusion, that the sequence ranged from Lower Turonian to Maestrichtian. More recently, the present writer has reviewed the age of the Mungo River formation (Reyment, 1955 a, 1955 d) on the basis of new collections and more precise stratigraphic information and has decided that the series ranges from Lower Turonian to Santonian.

---

[1] Published by permission of the Director of the Geological Survey of Nigeria.

Previous work on the Nigerian deposits had been limited to a short palaeontological appendix by Woods (1911) to J. D. Falconer's geological and geographical study of northern Nigeria in which three species of Turonian ammonites were assigned to two genera and a few other molluscs (lamellibranchs and gastropods) were described and figured. Spath (1928) listed, but did not figure, some Albian ammonites from south-eastern Nigeria. It is now known, that the Nigerian Cretaceous ranges from the Middle Albian (Lower Cretaceous) to the top of the Cretaceous and that the sequence is, as far as can be ascertained, complete within the area. The primary concern of the investigation has been to produce a satisfactory stratigraphical picture of the widespread Nigerian Cretaceous deposits and it was found at an early stage of the work that the most direct and accurate way of achieving this aim was by means of the ammonite faunas, which occur at many horizons throughout the sequence. As far as possible, the macrofossils have been studied side by side with the microfaunas. This procedure has only been found practicable in the uppermost Cretaceous and Lower Tertiary from which a number of boreholes, drilled by the Shell D'Arcy Petroleum Development Company of Nigeria Ltd., are available. Surface exposures very seldom yield representative microfaunas owing to the great depth of weathering prevalent in tropical countries, which usually results in the loss of all but arenaceous forms. The effects of weathering are particularly extensive in the Albian deposits. The stratigraphy of the Mesozoic is based principally on ammonite zones and the rich Nigerian ammonite faunas have made it possible to develop a zonal scheme which permits reasonably accurate correlation with other parts of the world. The foraminifera and ostracoda, collected from the upper part of the Nigerian sedimentary sequence, are at present under study and it is hoped to publish the results in the near future. It can at this stage, however, be stated, that the results so far obtained have been very encouraging, particularly from the point of view of agreement with the ammonite zones and there appears to be every possibility of eventually being able to establish a combined zonal scheme, which should prove to be of particular use in elucidating the stratigraphy of the non-ammonitiferous zones in the succession. This ideal will, however, not be finally realized until borehole material from the lower part of the Cretaceous sequence comes to hand.

The present study is an attempt to review the phylogeny of the Cretaceous ammonites occurring in Nigeria and to summarize the opinions expressed by the author in several, of necessity, scattered publications. The taxonomic studies were carried out in 1952 and 1954 (see Reyment, 1955 d, p. 10) at the British Museum (Natural History), London and also between field seasons at Geological Survey Headquarters, Kaduna Junction, northern Nigeria, particularly in 1951 and 1953; the final evaluation of the results was made at Stockholms Högskola, Stockholm.

II. Distribution of the Cretaceous System in Nigeria

The distribution of the Cretaceous System in Nigeria has been dealt
vith by the author in a recent paper (Reyment, 1955 d, p. 10; pl. 25)
nd it is not proposed here to enlarge unduly upon that discussion.
'he extent of the Cretaceous deposits is shown in fig. 1 (a more com-
rehensive map may be found in Reyment (1955 d, pl. 25) on which
etails of localities, type localities of important formations, etc. are
et out). The distribution of the sediments is directly controlled by
he topographical features of the pre-Cretaceous landscape of Pre-
ambrian crystalline rocks, which becomes apparent from fig. 1. The
retaceous rocks thus rest directly on the basement complex and are
he oldest fossiliferous sediments known in Nigeria. In some places
lbian is in direct contact with the gneisses and granites of the Pre-
ambrian, although in the Calabar district the sedimentary sequence
egins with the Cenomanian (Reyment, 1955 d, 1956) and in the
ameroons, the basal beds are of Turonian age (Reyment, 1955 a,
. 666). In western Nigeria the Pre-Cambrian is directly overlain by
ie Upper Maestrichtian. These chronological differences in the initia-
on of sedimentation are probably due to the great stability of the
ystalline shield. The marine sedimentary cycle began with the deposi-
on of a thick series of shales with subordinate sandstones and lime-
ones. These were confined to an area along the Benue valley and to
e east of the Niger valley, below the Niger-Benue confluence. After
e deposition of a complete sequence from Middle Albian to upper-
ost Albian, as indicated by the ammonite faunas, sedimentation ap-

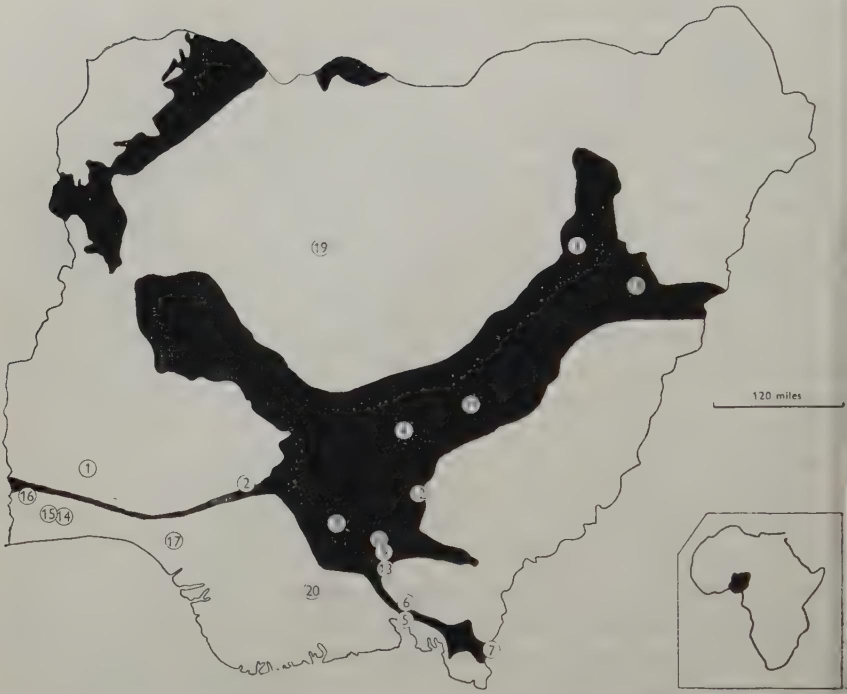


Fig. 1. Sketch map of Nigeria showing the distribution of the Cretaceous deposit (black) and the principal localities mentioned in the text. The reader is also referred t a more comprehensive map by the author (Reyment, 1955 d, pl. 25) on which the province are shown and the type localities of the main formations indicated. 1. Ibadan; 2. Auchi 3. Gombe; 4. Makurdi; 5. Calabar; 6. Odukpani; 7. Mungo River (see also Reyment 1955 a, fig. 1); 8. Enugu; 9. Afikpo (Owutu Edda and Nkporo are situated very close t Afikpo); 10. Ameka (Abakaliki is situated 12 miles north of Ameka; Nwofe is situate 24 miles north-east of Ameka); 11. Arufu; 12. Ogoja; 13. Anofia; 14. Iju; 15. Ott 16. Ilaro; 17. Araromi; 18. Lamja; 19. Kaduna; 20. Owerri. The inset map shows th position of Nigeria on the African continent.

pears either to have ceased or to have proceeded slowly. Subsequen to deposition these sediments were relatively strongly folded. Apar from the fairly thin Odukpani formation (Reyment, 1955 d, 1956) which appears to be confined to the Calabar area, near the coast, an the lower part of which has yielded rich molluscan material, no fossil of Cenomanian age are known from Nigeria (although in French Nige Territory Upper Cenomanian underlies Lower Turonian similar t that in north-eastern Nigeria). Cox (1952) recorded some lamell branchs from the Gold Coast as Cenomanian, but in the opinion of th present writer, this age determination may not be absolutely definit The Odukpani formation represents a foreland facies deposited on basement of crystalline rocks and probably indicates that the crustal downwarping which became fairly widespread during the Turonian. actually had its beginning during Cenomanian time, after probably a considerable regression in very late Albian or very early Cenomanian time. In the upper part of the Odukpani formation there is an apparently conformable passage into the basal Turonian. There is good reason to believe (on the basis of fossil evidence), that sedimentation in this area was more or less continuous throughout the whole of the Upper Cretaceous, although slow; the Odukpani formation is overlain by beds of Coniacian age which in their turn are overlain by probable later Senonian and Maestrichtian deposits. Sedimentation seems to have continued on into the Tertiary, as suggested by the foraminiferal faunas. The post-Albian folding affected only the Albian deposits and did not disturb the Cenomanian beds, which implies, that either the folding was more or less contemporaneous with deposition of the Albian or was rather localized. It was pre-Turonian at least, as the Turonian beds that overlie the Albian deposits are virtually undisturbed. except for slight warping. The beginning of the Turonian saw widespread sedimentation throughout eastern and northern Nigeria and the Cameroons. In this latter area, sedimentation did not begin until appreciably later than in the Calabar district, which again suggests a slow rate of subsidence. In south-eastern Nigeria, the Turonian was deposited directly on the Albian and in some places, for example, east of Ohio, Ogoja Province, it overlaps these beds and rests directly on the Pre-Cambrian. The earliest known fossiliferous sediments in north-eastern Nigeria belong to the basal part of the Turonian stage and these rest unconformably on a thick unfossiliferous series of terrestrial origin. The sedimentary sequence in the Mungo River, Cameroons has been recently discussed by Hourcq (1952) and the author (Reyment, 1955 a. d). The present writer has been able to show the age of the Mungo River formation to range from Lower Turonian to Santonian (Reyment, 1955 a, p. 669). It is the author's belief, that deposition took place on a relatively long platform with a very low angle of slope, with he result that the thickness of the sediments is slight (Reyment. 955 c, p. 425). It should perhaps here be mentioned, that during the whole of this period of sedimentation vertical crustal activity was onfined to the eastern part of the area aunder discussion, the western Nigerian sector of the crystalline basement remained stable and it was not until well into Maestrichtian time that sedimentation was nitiated in this area.

In south-eastern Nigeria and the Cameroons, rocks belonging to he Senonian stage appear to have been deposited conformably on the Turonian. Unfortunately there is a lack of satisfactory Upper Turonian fossil evidence and it has not yet been found possible to place the boundary between Turonian and Senonian. Coniacian deposits are relatively widespread, although surface exposures are rather rare; they occur in northern Nigeria, south-eastern Nigeria, and the Cameroons, but it is only in the last-mentioned district that they have been found to pass into fossiliferous Santonian. The Coniacian is best known from the faunas in the upper part of the Mungo River formation. As yet, the beds between the Coniacian and the fossiliferous Lower Maestrichtian in south-eastern Nigeria have not yielded macrofossils, although the foraminiferal assemblages, at present being studied, appear to indicate definite Campanian affinities. The fact that Campanian guide fossils have not yet been observed need not necessarily imply the absence of this substage in Nigeria; Cox (1952) recently reported on Campanian molluscan material from the Gold Coast, Spath (1951) has listed (but not described or figured) Campanian ammonites from Angola, and the present author recently had the opportunity to examine an Upper Cretaceous ammonite collection from Libreville (Reyment, 1955 d, p. 100) in which several fragments, probably referable to *Hoplitoplacenticeras*, were seen.

Deposits of Maestrichtian age occur in western, north-eastern, north-western, and south-eastern Nigeria, but not in the Cameroons. The Maestrichtian transgression (the basal beds may actually belong to the Campanian) began with a thick series of marine shales (Nkporo shale) with occasional sandstones and limestones. There was a gradual shallowing of the sea towards the close of the Maestrichtian with the formation of lagoons and swamps and the accumulation of vegetable debris and the production of coal measures. The lower part of the Lower Coal Measures has yielded Maestrichtian zone fossils. Thereafter, sedimentation was entirely nonmarine until Upper Coal Measure time, when intercalations of marine origin testify to the gradual return to marine conditions. In the Upper Coal Measures it has been found possible to trace a gradual, conformably transition (in boreholes and in the field) from Maestrichtian with molluscan zone fossils to Paleocene with diagnostic foraminifera. The Maestrichtian-Paleocene boundary thus passes through the Upper Coal Measures The Imo clay-shale overlies the Upper Coal Measures conformably and the foraminiferal and ostracode faunas indicate that in the upper part of the formation there is a conformable transition from Paleocene to Lower Eocene. The Bende-Ameki formation of middle Lower Eocene age (i. e. Lutetian) overlies the Imo clay-shale apparently conformably The fish and molluscan faunas were reported on by Newton (1923) and

White (1926). The younger formations are in the main undifferentiated and are not discussed in the present paper. In western Nigeria, the sedimentary sequence begins in the far west of the area with beds of Upper Coal Measure age. Somewhat further east the underlying »Falsebedded sandstone» is sometimes found transgessing onto the Pre-Cambrian. The basal beds do not seem to be of marine origin, but higher in the sequence the frequency of intercalations containing marine fossils increases until the sequence becomes entirely marine. Borehole material from this district demonstrates the gradual Maestrichtian-Paleocene passage, although the onset of marine conditions in western Nigeria seems to have taken place earlier than in eastern Nigeria where the main coal basin existed.

In the foregoing, discussion has centred around the distribution of the Cretaceous System in Nigeria. It is now in place to briefly outline the sedimentational history of the neighbouring Cretaceous deposits, all of which bear fairly close faunal relationships to each other. The northernmost occurrence of interest is the Cretaceous of the Senegal area (Tessier. 1952), where the fossiliferous Cretaceous succession begins with the Maestrichtian. There appears to be a conformable passage from Maestrichtian to Paleocene of much the same nature as that found in north-western Nigeria in Sokoto Province. The Cretaceous sequence of the Gold Coast is not very well known owing to the scarcity of diagnostic fossil material. To date, the only two units recognized are the Cenomanian, which is rather doubtful, and the Campanian substage. The Cretaceous beds are overlain by fossiliferous Eocene which appears to have little relationship with Nigeria, judging from the macrofaunas. The Gold Coast Cretaceous is underlain by Palaeozoic rocks. The stratigraphical succession in Gabon very closely resembles that of the Cameroons. The sequence begins with the Turonian stage and continues into the Santonian substage. The most southerly Cretaceous deposit of interest is that of Angola, where the succession begins in the Upper Albian. Fossils indicative of the Cenomanian, Turonian, Coniacian, Campanian and Maestrichtian have been recorded by various workers and the degree of correspondence between these faunas and the Nigerian is generally good. One fact should be pointed out, namely, that the West African Turonian is better developed in Nigeria than in the surrounding countries, for example, the vascoceratid and pseudotissotiid faunas so richly represented in Nigeria are poorly developed in other parts of the west coast of Africa; furthermore, the Turonian faunas of the surrounding areas are generally meagre. The hance remains, however, that new discoveries await and the possibility f close correlation within this region will eventually become realizable.

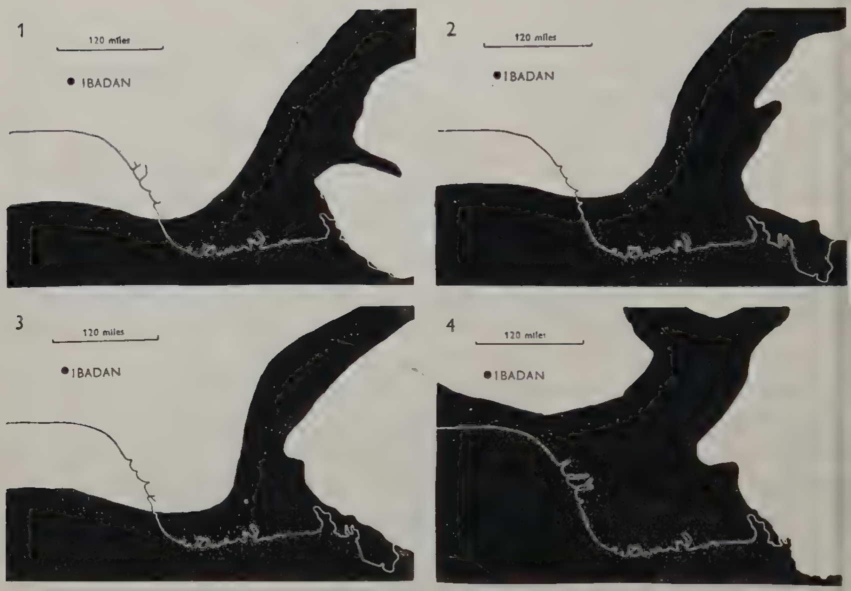


Fig. 2. The possible extension of the sea during 1. the Albian; 2. the Turonian; 3. the Senonian; and 4. the Maestrichtian.

In conclusion, it may be stated that the marine transgressions that took place along the west coast of Africa during the Cretaceous achieved their maximum development in the northerly extension of the Bight of Biafra where parts of eastern Nigeria formed a permanent basin of varying depth. The encroachment of the sea began first during the Middle Albian and was confined to the eastern Nigerian basin, followed thereafter by the Angolan transgression in Upper Albian time. The close of the Albian saw a regression of the sea, but there was renewed inundation in Turonian time and sedimentation continued well into the Senonian. The Maestrichtian was marked by far-reaching submergence of the coast, which apparently did not emerge in many places until the Middle Eocene. In Nigeria, the lithological character of the rocks (cross-bedded sandstones often containing plant fragments, coal measures, marine intercalations with marine fossils) indicates repeated uplift and subsidence of the land during at least part of the Maestrichtian. The coals were accumulated in large fresh-water swamps, not far from the coast.

Figs. 2 a—d show the possible palaeogeography of the Bights of Benin and Biafra during the Albian, Turonian, Senonian and Maestrichtian. It will be observed, that the Albian sea extended inland in a long, narrow bay. The bay widened in the Turonian, probably narrowed again during the Senonian, and finally, during the widespread Maestrichtian transgression, lost its identity to a certain degree. Although there is no field evidence to support the hypothesis, there may have been a connection with the northern Nigerian area, where Coniacian deposits have been recognized (Reyment, 1954 c).

III. Cretaceous zonal indices in Nigeria

Before entering on the discussion of the zonal indices worked out by the author for the Nigerian Cretaceous, mention should be made of the stratigraphical nomenclature favoured. In the past, in Nigeria as elsewhere, names have been loosely applied to sedimentary units and in many cases authors have created several names for the same formation, hence showing little regard for priority in nomenclature. Furthermore, there has been a strong tendency to publish field terms such as »Clay Shales», »Sandstone Series» (cf. Hedberg, 1954, p. 228) instead of employing binomials compounded of a geographical name with a lithological designation. Moreover, lack of consistency has further been heightened by the failure of workers to separate the element of time from their considerations when differentiating a rock unit. The author has been largely guided in the naming of rock units by current American practice as expressed in the publications of the American Commission on Stratigraphic Nomenclature. Three categories of stratigraphical units are recognized by stratigraphers, namely, time units (consisting of divisions of geological time), time-rock units (comprising divisions of rocks segregated on the basis of time spans), and rock units (composed of rocks having distinctive objective characters, not delimited on the basis of time relations). Names of rock units are nouns formed by combining a place-name with a lithological or classificatory rock term. The principal divisions of rock units recognized by American workers are as follows: The »formation» is the fundamental unit. The conception of this unit is essentially the same as that recommended by the Paris International Geological Convention (1900, p. 534). A »group» is made up of two or more formations. It should be remembered, that the Bologna (1881) International Geological Congress recommended, that the time-stratigraphic equivalent of an era as Mesozoic Era, geological-time unit) should be termed group, but his word has not been generally accepted as meaning such. Another erm, the usage of which is not yet unanimous, is »series». The American Stratigraphic Commission recommends, that the term »series» should be regarded as a time-stratigraphic unit, normally ranked below a system, thus Upper Cretaceous Series, for example. The proposition of the Paris International Geological Congress (1900) that series be designated by prefixes, Paleo-(or Eo-), Meso- and Neo-, combined with the name of a system, shortened by leaving off the normal ending (e. g. Eotrias, Eocret) has achieved little popularity. Another decision of the above-mentioned Congress, namely to add the suffix »-ic» to names of systems so that, for example, Cretaceous becomes Cretacic, has been adopted by very few workers (see, however, Hyatt, 1903). Lesser rock units are termed members, lentils and tongues, depending on their shape and the smallest recognizable units are bed, stratum and layer, which are, as a rule, not entitled to formal names. The meaning given to the term »bed» by the Bologna (1881) International Geological Congress seems to be a time-stratigraphic one; it was in Resolution 5 (p. 553) designated as a division of the third order of the term »terrane» (= system; the word terrane was proposed as the time stratigraphic equivalent of period) (p. 550, Resolution 19). The author feels that the recommendation of the U. S. Commission on Stratigraphic nomenclature, namely, that names based on petrographical or palaeontological features should not be used as formal names in place of geographical names, although such a designation may be placed in parentheses and quotation marks between the formal terms in the bionomial. In the naming of rock units, the present writer considers, that the law of priority and publication should be observed (cf 8th International Geological Congress, Paris (1900), p. 197, Resolution 5).

In its treatment of time-rock units and geologic time units, the Paris (1900) International Geological Congress suggested the following heirarchy: Time-rock units. — system, series, stage, bed; Geologic time units. — period, epoch, age, phase. The scheme favoured by the present writer is that set out, for example, by Flint and Moore (1948 note 3) i. e.

Time-Stratigraphic units	Geologic-Time units
System	Period
Series	Epoch
Stage	Age

American usage of the term »stage» has been conflicting (Flint and Moore, 1948, p. 372). It seems to be generally agreed, that stage i recognized as a time-rock unit and age as the corresponding time unit It is usually regarded as being next in rank below a series. A zon constitutes a subordinate unit that contains rocks characterized by a particular faunal or floral assemblage. It may be of the magnitude of a bed, member, formation or group and it must be named after a characteristic fossil (cf. Hedberg, 1954). According to the endorsement of the Paris (1900) International Geological Congress, the term »zone» is to be used as a subdivision of a stage. The author prefers, however, the recommendation of the American Commission on Stratigraphic Nomenclature, namely, that the term »substage» be applied to time-stratigraphic units next lower in rank than stage (e. g. the Campanian substage of the Senonian stage), particularly because of general employment of zone as a biostratigraphical unit, as well as in other senses. This matter has been recently discussed by Hedberg (1952, p. 1635). Some American stratigraphers propose the recognition of a separate »para-time rock» division for the categories zone and stage. The present writer does not feel in agreement with the suggestion, that the word »time» be applied to the geologic-time division corresponding with units smaller than stage and in this paper, »time» is used without formal significance.

Fortunately, ammonites occur widely throughout the Cretaceous of Nigeria with the result that it is readily possible to devise a system of zoning for these deposits. For reasons not well understood, corals, echinoderms, brachiopods and bryozoans are very rare. To this list may be added the rudistids and belemnoids, two molluscan groups of which no representatives have yet been found. The following broad zonal scheme is here proposed as in introductory measure in the finestratigraphic subdivision of the Nigerian Cretaceous. The zones are admittedly wide, but it is hoped that future work will permit more detailed treatment of them. Although no complete section from the lowest Albian to the Maestrichtian is available, the scheme given in Table 1 is compounded from the following sections:

(a) The Albian zones: The Albian sequence passes successively from older to younger beds from north to south. The bottom two zones in Table 1 are random fossiliferous beds occurring in the order indicated n Table 1 in the general stratigraphic sequence. The top three zones were worked out by the writer from a diagonal section across country from Ibenta to Ishiagu. More precise information concerning these zones may be obtained from a recent publication by the author (Reyment, 1955 d, pp. 97, 98, pl. 25).

(b) The Cenomanian and Turonian zones: The type area of the Cenomanian-Coniacian Odukpani formation has been shown in two ecent publications by the author (Reyment, 1955 d, fig. 1; 1956, fig. 2). The present writer considers the zone of *Euhystrichoceras occidentale* to nclude the beds between ml. $17^{1}/_{4}$ and ml. $17^{1}/_{2}$ shown in fig. 2 (Reyment,

Table 1

Correlation of the Cretaceous formations of Nigeria and the Cameroons

	STAGE	SUGGESTED ZONAL INDICES	SOUTH-EASTERN NIGERIA (Owerri, Onitsha and Ogoja Provinces)	CALABAR PROVINCE	CAMEROONS	NORTH-WESTERN NIGERIA	NORTH-EASTERN NIGERIA	WESTERN NIGERIA
TERTIARY	LOWER EOCENE	Physodon secundus (Winkler): Scyliorhinus garnhami finalis White	Bende Ameki formation	?	Mpundu formation?	Kware area	? ? ? ?	Shale beds at Otta
	PALEOCENE	Globorotalia crassata aequa Cushman and other foraminifera	Imo clay-shale	Imo clay-shale	Mpundu formation? ~?~?~	Kware area		Shale beds at Ilaro
UPPER CRETACEOUS	MAESTRICHTIAN	Inoceramus coxi Reyment	Coal Measures: Upper Coal Measures "Falsebedded sandstone"	Coal Measures	? ?	Rima group		Basal sandstones and shales around Abeokuta
		Sphenodiscus aff. pleurisepta (Conrad)	Lower Coal Measures					
		Libycoceras afikpoense Reyment	Enugu shale Nkporo shale Awgu sandstone	Nkporo shale			Shales around Gombe	
		?						
	CAMPANIAN (SENONIAN)		? ? ? ? ? Konshisha River Sequence (undifferentiated) ?	? ? ?	Mungo River formation			
		?						
	SANTONIAN (SENONIAN)	Texanites cf. quattuornodus (Lasswitz)						
	CONIACIAN (SENONIAN)	Tissotia latelobata Solger	'Awgu-Ndeaboh shale	Odukpani formation			"Upper Limestones"	
	TURONIAN	Romaniceras uchauxiense Collignon	Makurdi sequence (unnamed)		~?~ Rio-del-Rey formation		~?~?~?~ ? ? ? ?	
		Kamerunoceras eschii (Solger)						
		Pachyvascoceras costatum Reyment	Eze-Aku shale			—?—?—	"Lower Limestones" and lateral equivalents of this formation	
LOWER CRETACEOUS	CENOMANIAN	Turrilites scheuchzerianus Bosc				Ilo group No fossil evidence of age	Sandstones, grits, etc. (Terrestrial). Age unknown.	
		Eühystrichoceras occidentale Reyment		~?~?~?~				
	ALBIAN	Stoliczkaia africana Pervinquière	Asu River group and (unnamed) sandstones and shales of Benue Province (undifferentiated) ~?~?~?~?~?~?~			—?—?—	~?~?~?~	
		Elobiceras lobitoense Spath						
		Hysteroceras binum (Sowerby)						
		Dipoloceras aff. bouchardianum (d'Orbigny)						
		Oxytropidoceras cf. bravoense (Bose)						

1956). The zone of *Turrilites scheuchzerianus* is considered to include the beds from ml. $17^{1}/_{4}$ to ml. $16^{1}/_{4}$. The Cenomanian passes conformably into the Lower Turonian with *Pseudaspidoceras* (= zone of *Pachyvascoceras costatum*), followed by beds with *Coilopoceras* and *Hoplitoides* (from localities 5, 6, 7).

(c) Senonian zones: The zone of *Tissotia latelobata* (= Coniacian) is represented by *Gauthiericeras* (?) aff. *propoetidum* (Redtenbacher) (locality 8, ml. $14^{1}/_{2}$). The lowest zone of the Nigerian Turonian is typically developed in its »type area» at Ezillo (see Reyment, 1955 d, pl. 25) in the Abazi River section; it is followed by the zone of *Kamerunoceras eschii*. This latter zone, the middle zone of the Nigerian Turonian, is typically developed in the Mungo River formation (Reyment, 1955 a), where it forms the lowest fossiliferous part of the section (cf. also Solger (1904), Harbort (1909), Riedel (1932), Gèze (1943), Hourcq (1952), and Reyment (1955 d)). It is considered to include the beds between localities 84 and 81, shown in Reyment (1955 a, fig. 2). The zone of *Romaniceras uchauxiense*, the top zone of the Nigerian Turonian, includes the beds between Ediki and Balangi in the abovementioned figure. The type development of the zone of *Tissotia latelobata* (= Coniacian) occurs in the beds exposed at localities 65, 61, 49, 47 and the type development of the zone of *Texanites* cf. *quattuornodosus* (= Santonian) is found at locality 53 (all localities marked on the map given as fig. 2, Reyment, 1955 a).

(d) Maestrichtian zones: The zone of *Libycoceras ismaelis* is typically developed at Owutu Edda (cf. Reyment, 1955 d, pl. 25). It is also developed in the Lower Coal Measures and in the Enugu coalfield section it is found below the zone of *Sphenodiscus* aff. *pleurisepta* (Conrad). In the Owam River section, western Nigeria, the type development of the zone of *Sphenodiscus* aff. *pleurisepta* lies beneath the type development of the top zone of the Maestrichtian, that of *Inoceramus coxi*.

Albian

Zone of *Oxytropidoceras* cf. *bravoense* (Böse): The oldest zone yet recognized in Nigeria (Reyment, 1955 d) is marked by species of the genera and subgenera of *Oxytropidoceras*. The area in which this zone occurs, the Keana-Awe-Gboko area, is still undifferentiated and the extent of the zone is not well known. The following ammonites have been found: *Oxytropidoceras* (*Oxytropidoceras*) cf. *bravoense* (Böse), *O.* *Androiavites*) aff. *paucituberculatum* Collignon, *O.* (*Manuaniceras*) aff. *bösei* Knechtel, *O.* (*M.*) aff. *applanatum* Collignon, *O.* (*M.*) cf. *ornatum* Besairie, and *O.* (*Androiavites*) cf. *besairiei* Collignon.

Zone of *Dipoloceras* aff. *bouchardianum* (d'Orbigny): This zone contains the lower part of the ranges of *Dipoloceras* Hyatt and *Hysteroceras* Hyatt. The shales at Nkpume have yielded *Dipoloceras* aff. *cristatum* (Deluc MS.) Brongniart.

Zone of *Hysteroceras binum* (Sowerby). This zone is marked by a number of species of *Hysteroceras* as well as by the first appearance of *Mortoniceras* (Meek) and *Elobiceras* Spath. Among the species known from this zone are *Dipoloceras quadratum* Spath, *Hysteroceras orbignyi* Spath, *H. binum* (Sowerby), *H.* aff. *semileve* Haas, *H.* aff. *multifalcatum* (van Hoepen), *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *pricei* (Spath), *M.* (*M.*) *subrotundum* (Spath), *M.* (*M.*) *kiliani*)Lasswitz), *Elobiceras* cf. *intermedium* Spath, and *E.* cf. *subelobiense* Spath.

Zone of *Elobiceras lobitoense* (Crick MS.) Spath: This zone can be traced in the shales and sandstones around Nwofe, Abakaliki, Nyeba and Ameka. *Mortoniceras* Meek and *Elobiceras* Spath, including the important West African guide fossil *Elobiceras lobitoense,* have been found at numerous localities. The Asu River formation, which was formerly thought to be entirely of Albian age, has recently been found to contain Coniacian ammonites in its upper part. The zone contains the main part of the ranges of the two ammonite genera mentioned above and the following species appear to be confined to this zone: *Elobiceras lobitoense* (Crick MS.) Spath, *Gyaloceras ibo* Reyment, *Neokentroceras curvicornu* Spath, and its subspecies *crassicornutum* Reyment, and *Prohysteroceras wordiei* Spath. The range of *Mortoniceras* (*Angolaites*) *gregoryi* Spath begins in this zone.

Zone of *Stoliczkaia africana* Pervinquière: The author has chosen this species as zone fossil for this zone, although it is much rarer than the species of *Durnovarites*. It is easily recognized in the field and the genus *Stoliczkaia* is typical of the top of the Albian all over the world. The shales at Ishiagu have yielded species of the subgenus *Durnovarites* Spath, a typical uppermost Albian form, with *Anisoceras perarmatum* Pictet and Campiche. Small fragments of a heteromorphic ammonite probably referable to *Hamites* have also been collected. This zone contains the top part of the range of *Mortoniceras* (*Angolaites*) *gregoryi* Spath.

Cenomanian

Zone of *Euhystrichoceras occidentale* Reyment: The only fossiliferous Cenomanian recorded to date from Nigeria comes from the Odukpani formation in the Calabar area, south-eastern Nigeria. The lower zone in this formation is marked by the presence of the typical Lower Cenomanian genus *Euhystrichoceras* Spath as its species *E. occidentale*. *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *calabarense* Reyment, *D. latedorsatum* (Michelin), and *Phylloceras* cf. *velledae* (Michelin) are also present.

Zone of *Turrilites* (*Euturrilites*) *scheuchzerianus* Bosc: Above the last zone, the zone of *T. scheuchzerianus* Bosc occurs. This species begins its range together with the following forms, listed in order of occurrence n the section (see Reyment, 1956, fig. 2) (oldest beds first).

unidentified ammonites
Acanthoceras aff. *hippocastanum* (Sowerby)
Acompsoceras sp. nov.
Forbesiceras sculptum Crick
Forbesiceras aff. *conlini* Stephenson
Acanthoceras sp.
Turrilites scheuchzerianus Bosc
unidentified ammonites
Turrilites scheuchzerianus. Bosc
Metoicoceras spp.
Turrilites costatus Lamarck
Turrilites tuberculatus Bosc
Turonian.

The following ammonites have been collected from this zone, but their xact positions in the sequence are unknown: *Calycoceras* sp., *Sharpeieras* sp., *Metoicoceras* sp. Although *T. scheuchzerianus* is admittedly ot very desirable as a zone fossil, since it ranges through the entire Upper Cenomanian, it is here selected provisionally as being most ypical of the zone. It is hoped that study of newly collected material rom the Nigerian Cenomanian will assist in giving a clearer picture f the zonal succession. The zone here proposed is broad and probably ncludes part of the Lower Cenomanian.

Turonian

Zone of *Pachyvascoceras costatum* Reyment: This zone is well develped in the »Lower Limestones» of north-eastern Nigeria. In the ame district it also occurs in the »Calcareous Beds» and the Kumberi ormation.[1] In south-eastern Nigeria, this zone is found in the Ezeku shale, the uppermost part of the Odukpani formation, the Amaseri ndstone, and the lowest part of the sequence in the Konshisha

---

[1] Kumberi formation: Previously known as the »Limestone-Shale Series» (Falconer, 11, p. 150). This indefinite and unsatisfactory term is here replaced by the name Kumberi formation». This formation has its type locality at Kumberi, consists of marine nestones, shales and shaly sandstones, and is about five hundred feet thick. It occurs Adamawa and Bauchi Provinces and has yielded an abundant fauna of ammonites, belonging to the zone of *P. costatum*. The equally unsatisfactory names »Lower Limeones» and »Calcareous Beds» are here left unaltered, since their original authors will be vising them together with other badly formed terms in a future publication of the eological Survey of Nigeria.

River. It is marked by the preponderance of vascoceratids, particularly species of *Gombeoceras* Reyment, and *Pachyvascoceras* Furon; *Pseudotissotia* (*Bauchioceras*) Reyment and *P.* (*Wrightoceras*) Reyment are two prominent genera of Tissotiidae. Other important ammonite genera and subgenera associated with this zone are *Pseudaspidoceras* Hyatt, *Vascoceras* Choffat, *Ezilloella* Reyment, *Nigericeras* Schneegans, *Paravascoceras* Furon, *Coilopoceras* Hyatt (which begins its range in this zone), *Glebosoceras* Reyment, and *Paramammites* Furon. The bottom of the range of *Mammites* Laube and Bruder is included in the uppermost part of this zone.

Zone of *Kamerunoceras eschii* (Solger): This zone, which is marked by the presence of *K. eschii* is found in the lower part of the Mungo River formation and in the probable equivalent of this sequence at Makurdi. In the Alo River near Oturkpo in the Konshisha River area a fauna with *K. eschii*, *Glebosoceras* sp. nov., and *Romaniceras* sp. has been identified. The zone fossil is associated with species of *Hoplitoides* von Koenen, *Neoptychites* Kossmat, *Pachydesmoceras* Spath, *Choffaticeras* Hyatt, *Kamerunoceras* Reyment, and *Benueites* Reyment. The main range of *Mammites* Laube and Bruder is included here. The range of *Lima* (*Plagiostoma*) *pseudohörnesi* Riedel begins in this zone.

Zone of *Romaniceras uchauxiense* Collignon: This zone is typically developed in the Mungo River formation where *R. uchauxiense* Collignon and *R.* aff. *deverioide* (de Grossouvre) have been found. *R.* aff. *deverioide* has been collected from the zone of *K. eschii* in the Konshisha River area. The zone at present under discussion may be represented at Uwet, Lower Cross River, Calabar Province, where *Romaniceras* cf. *deverai* (d'Orbigny) occurs.

Senonian

Coniacian

Zone of *Tissotia latelobata* Solger: This zone occurs in the upper par of the Mungo River formation and in the upper part of the Awgu Ndeaboh shale. It includes the lowest part of the ranges of *Inoceramu bantu* (Riedel) ex Heinz, *Cardium subperobliquum* Riedel, *Veniell undata* (Conrad), *Pseudocucullaea lens* Solger, *Trigonarca angolensi* Rennie, *Agelasina plenodonta* Riedel and the top part of the range c *Lima* (*Plagiostoma*) *pseudohörnesi* Riedel. *Solgerites* Reeside occurs i the upper part of the Mungo River formation and also in the »Uppe Limestones» of north-eastern Nigeria; the species *S. armatus* (Solger is found in both places. *Forresteria* Reeside occurs in these above tw formations as well as in the Eze-Aku shale. Other ammonite genera ar *eroniceras* de Grossouvre. *Gauthiericeras* de Grossouvre, *Barroisiceras* le Grossouvre, *Eulophoceras* Hyatt, and *Onitshoceras* Reyment.

Santonian

Zone of *Texanites* cf. *quattuornodosus* (Lasswitz): The upper part of he Mungo River formation is marked by the presence of *Texanites* cf. *uattuornodosus* (Lasswitz). It is associated with *Texanites* aff. *soutoni* Baily), *Plicatula renniei* Cox, and *Agelasina plenodonta* Riedel. This one appears to be of very limited distribution.

Campanian?

Undetermined zone: The Awgu sandstone and the upper part of the wgu-Ndeaboh shale are virtually barren of fossils. The Awgu sandtone is partially equivalent to the Enugu shale and Nkporo shale of laestrichtian age and it is possible that the beds between this horizon nd the top of the Awgu-Ndeaboh shale may be Santonian to Camanian in age. No zonal fossil is now suggested.

Maestrichtian

Zone of *Libycoceras afikpoense* Reyment: This zone has a wide disribution and is found in the Nkporo shale and the Enugu shale in outh-eastern Nigeria. *L. afikpoense* is associated with *Sphenodiscus* f. *lobatus* (Tuomey), *Sphenodiscus* sp., *Baculites teicherti* sp. nov. ee p. 50), *Bostrychoceras* sp., and *Didymoceras hornbyense* (Whiteves). It includes the top of the ranges of *Inoceramus bantu* (Riedel) ex einz, *Agelasina plenodonta* Riedel, *Cardium subperobliquum* Riedel, *seudocucullaea lens* Solger, and *Trigonarca angolensis* Rennie. In orth-eastern Nigeria, certain unnamed beds near Gombe have yielded ecimens of *Libycoceras* Hyatt indicating the presence of this zone.

Zone of *Sphenodiscus* aff. *pleurisepta* (Conrad). The western extenon of the Upper Coal Measures into Western Nigeria has in its exosures around Auchi yielded *Sphenodiscus* aff. *pleurisepta*. The upper rt of the range of *Veniella undata* (Conrad) is included here. This zone us contains the highest occurrence of *Sphenodiscus* Meek in Nigeria.

Zone of *Inoceramus coxi* Reyment. The upper part of the Upper Coal easures in Western Nigeria contains *Inoceramus coxi*, which is abunnt. No other diagnostic fossils have been recovered.

Paleocene-Lower Eocene

Zone of *Globorotalia crassata aequa* Cushman and Renz: This zone characterized by the presence of species of *Globorotalia* Cushman, rticularly *G. crassata aequa*. No identifiable macrofossils of any zonal portance have yet been obtained. Other diagnostic foraminifera determined by the author are *Globorotalia membranacea* (Ehrenburg) and *Globigerina pseudobulloides* Plummer.

Middle Eocene

Zone of *Physodon secundus* (Winkler) and *Scyliorhinus garnhami finalis* White: These two fish characterize the Bende-Ameki formation at its type locality. The delineation of this zone offers some difficulty; it occurs in both eastern and western Nigeria. Rich molluscan, ostracod and foraminiferal faunas have also been found in this zone.

Other zones: There are indications of a number of other zones and subzones which are either too poorly known faunistically, or from to few localities, to permit separation.

Comparison with other areas

In the following it is proposed to compare the zonal indices suggeste by the author for the Nigerian Cretaceous succession with standar zonal schemes in other parts of the world.

Albian zones

The most completely known Albian zonal sequence in the world i that of Folkestone, southern England. Comparison of the Nigeria zones with the revised table of the zones and subzones of the Albia (Spath, 1941, p. 668) indicates that the English *cristatum* (bed VIII and *daviesi* (bed VII) subzones of the *Euhoplites lautus* (Spath's »ages based on genera are not used in the present paper) zone at the top o the Middle Albian are the probable equivalents of the Nigerian zone o *Dipoloceras* aff. *bouchardianum*. The zone of *Hysteroceras binum* seem to be correlatable with certainty with the Gault subzones *orbign* (bed IX) and *varicosum* (bed X) of the *Mortoniceras inflatum* zone a the bottom of the Upper Albian. In this zone, primitive *Mortonicera* make their first appearance. *M. pricei* (Spath), which is found in Nigeri also occurs commonly in the *orbignyi* and *varicosum* subzones and much rarer in the younger *auritus* subzone. Another Nigerian speci from the zone at present under discussion is *M. kiliani* (Lasswit and it occurs in the Gault *aequatorialis* and *substuderi* subzones (bed XII—XIII), which would suggest the possibility of an extended vertic distribution for this zone. The Nigerian zone with *Elobiceras lobitoen* (Crick MS.) Spath and other species of *Elobiceras*, although a readil traceable African zone, is not so easy to correlate with the Englis Gault owing to the restriction of *Elobiceras* to the African contine (Haas' remarks (1942, p. 9) to the contrary do not seem to be correc see Reyment, 1955 d, p. 101). *Mortoniceras quadrinodosum* Spath, whic occurs in both countries, is known from the *auritus* (bed XI) subzone at Devizes, Wiltshire, but apart from this species, the author knows of no other zonal link between the two deposits. For the time being, at least, the best correlation available appears to be to regard the Nigerian zone of *Elobiceras lobitoense* as being the equivalent of the *aequatorialis* (bed XII) subzone, at the top of the *Mortoniceras inflatum* zone and the *substuderi* subzone at the bottom of the *Stoliczkaia dispar* zone near the top of the Upper Albian. It may also be partially equivalent to the *auritus* (bed XI) subzone which it probably shares together with the zone of *Hysteroceras binum*. The correlation of the zone of *Stoliczkaia africana* Pervinquière offers no difficulty and may be equated directly with the uppermost subzone of the Albian, the *dispar-perinflatum* subzone at the top of the *Stoliczkaia dispar* zone. *Anisoceras perarmatum* Pictet and Campiche is known with certainty from the *substuderi* (bed XIII) and *dispar-perinflatum* subzones, and *Mortoniceras* (*Durnovarites*) *quadratum* (Spath) occurs in the *dispar* zone in Dorset. *Stoliczkaia africana* is a close relative of the well-known species *S. dispar*, which occurs widely in the *dispar-perinflatum* subzone.

Recently, Collignon (1949) has proposed a zonal system for the Malagasy Albian. Since the English Gault is deficient in species of *Oxytropidoceras*, it is not possible to equate directly the Nigerian zone of *Oxytropidoceras* cf. *bravoense* (Böse) with the system proposed by Spath (1941), although *Oxytropidoceras* occurs at Folkestone from the *monile* subzone (bed I a) in the *Douvilleiceras mamillatum* zone to the *crista-* *um* subzone (bed VIII) in the *Euhoplites lautus* zone. In Collignon's table of zonal indices (1949, p. 109) an oxytropidoceratan zone is distinguished which ranges from the top of the lower part of the Middle Albian to near the top of the Middle Albian. This zone is characterized by the large number of species of *Oxytropidoceras* and its subgenera *Manuaniceras*, *Adkinsites* and *Androiavites* and there is good faunal agreement between the zone of *Oxytropidoceras* cf. *bravoense* in Nigeria and Collignon's »Oxytropidocératien» zone. On the basis of the zonal cheme proposed by Collignon, the zone of *Oxytropidoceras* in Africa and Madagascar may be equated with the English Gault subzones *niobe* (bed III at the top of the *Hoplites dentatus* zone), *subdelarui*, *lautus-nitidus* up to *daviesi* (bed VII in the *Euhoplites lautus* zone). As Collignon (1949, p. 109) points out, Breistroffer regards the Oxy- ropidoceratan zone as occurring somewhat lower down in the Middle Albian. In America, in the Cretaceous of the Atlantic and Gulf Coastal Plain and Trans-Pecos Texas, the zone of *Oxytropidoceras acutocarinatum*, (Stephenson and others, 1942), appears to be roughly equivalent to the Nigerian zone of *Oxytropidoceras* cf. *bravoense*. The zone of

Dipoloceras aff. *bouchardianum* may be equated with the zone of *Dipoloceras cristatum.* The zone of *Mortoniceras wintoni* fairly near the top of the Upper Albian may well be the equivalent of the Nigerian zone of *Elobiceras lobitoense* in which a species closely related to *M. wintoni* occurs. Another more recent American zonal scheme has been published by Cobban and Reeside (1952) which treats the Cretaceous formations of the Western Interior of the United States. The Albian sequence in this region has, as is also the case in Nigeria, the zone of *Oxytropidoceras* at the base. Apart from this, there is little agreement between the faunal sequences of the two areas. The above analysis of the latest zonal schemes of the Albian available from various parts of the world indicates that the Nigerian sequence ranges from the Middle Albian to the top of the Upper Albian. Haas (1942, p. 218) considers the Angolan Albian to be »equivalent» to the upper part of the Lower Gault (= Middle Albian); on this basis the Nigerian Albian may extend well into the Lower Gault.

Cenomanian zones

When it comes to equating the Nigerian Cenomanian zones with those in other parts of the world we find that there is no such standard scheme available as that worked out by Spath for the Gault. Severa proposals of varying usefulness have been made for the zonal subdivision of the stages of the Upper Cretaceous and the most important of these are discussed below. Comparing the Nigerian Cenomanian zone with those proposed by Spath (1923) for the English deposits it i found that the two zones suggested by the author, namely the zone o *Euhystrichoceras occidentale* and the zone of *Turrilites scheuchzerianu* fall roughly into the two main »ages», i. e. the Upper Cenomanian Acan thoceratan (Rhotomagian) »age» (= zone of *T. scheuchzerianus*) an the Lower Cenomanian Schloenbachian »age» (= zone of *E. occidentale* It is here pointed out that the two Nigerian subdivisions as known a present do not include the whole of Cenomanian. The subzones selecte by Spath for his »Schloenbachian age» cannot yet be equated directl with the lower Nigerian zone especially since no *Mantelliceras* hav yet been collected (the two main zones of the English Lower Ceno manian are those of *M. mantelli* and *M. martimpreyi*). The subzone of Spath's »Acanthoceratan» (1926 a, p. 425) may be readily correlate and thus the zone of *T. scheuchzerianus* may be equated with the su zones of *Calycoceras baylei, Acanthoceras cenomanese,* and *Metoicocer* *whitei* in the table given by Spath in 1923 (p. 144) and with the sub zones of *Acanthoceras rhotomagense, A. subflexuosum* and »*Acanthocera* *vicinale* in the table given by Spath in 1926 a (p. 425). *Acompsocer* seems to occur lower down in the English Cenomanian than in th

Nigerian (cf. Spath, 1926 a, p. 426). The two main zones in the Upper Cenomanian of north-western Europe seem to be, however, those of *Acanthoceras rhotomagense* and »*Acanthoceras*» *vicinale.* The English zonal scheme for the Cenomanian proposed by Spath seems to be applicable to other European occurrences, although German stratigraphers recognize a third, lowermost zone with *Neohibolites ultimus* (d'Orbigny). Although this belemnite is known in the English Cenomanian, it has not been used as a zone fossil (Spath, 1926). The recent scheme proposed by Cobban and Reeside (1952) is, as regards the Cenomanian zoning, too different to permit much in the way of correlation. The American (Western Interior) zones with *Dunveganoceras* appear to correspond to the upper part of the upper Nigerian Cenomanian zone.

Turonian zones

It should be borne in mind, that much of the difficulty connected with the working out of sound zonal systems in the European Upper Cretaceous is connected with the increasing scarcity of ammonites towards the top of the Upper Cretaceous. In Nigeria, as in other parts of Africa, as well as Asia, the same drastic diminution in number of ammonite species and genera did not take place and it is therefore possible to make use of these excellent index fossils right up until the close of the Cretaceous Period. Spath (1926 b) proposed a rather comprehensive zonal scheme for the White Chalk (uppermost Cenomanian to top of the Cretaceous). This is the most comprehensive scheme in print known to the author and it is here compared with the three Nigerian Turonian zones. The Nigerian Turonian with its rich faunas must be regarded as one of the key areas of this stage in world significance. The equivalents of the lowermost zone of *Pachyvascoceras cos-atum* Reyment are of world-wide distribution and have been recorded rom France, Portugal, Spain, America, etc. Furthermore, the very distinctive nature of the faunas has induced French workers to introduce he (in the present author's opinion, superfluous) terms »Ligerian» and »Salmurian» (= Lower Turonian as opposed to Angoumian = Upper Turonian). The above-mentioned Nigerian zone is roughly the quivalent of Spath's »Mammitan age» in column one in the table acing p. 80 (Spath, 1926 b). Before proceeding further, it would probbly be as well to examine the order of the zonal indices proposed in his table. The third column presents the important English Turonian mmonite species arranged in order of chronological appearance, the irst column is apparently an attempt to extrapolate this information nd to combine it with non-English zones. Whilst the present author is in agreement with the general pattern of the subzones given in Spath's »Mammitan age», the following alterations in the order of the species listed is recommended, on the basis of the results of the investigation into the Nigerian Turonian. The revised succession proposed, from youngest to oldest, is as follows: *Metoicoceras whitei* (synonym = *M.* *pontieri*), *Pseudaspidoceras footeanum*, *Fagesia superstes*, *Vascoceras* spp., *Mammites nodosoides*. *Metoicoceras whitei* is a good zonal indicator throughout western Europe and the U. S. A. The present author believes that the *P. footeanum* subzone overlaps the subzone of *M.* *whitei*. Moreover, it is also doubted whether the subzone of *Fagesi* *superstes* can be distinguished from the subzone of »*Vascoceras*» spp. *Coilopoceras* Hyatt has its chief distribution in the Lower Turonian (it occurs as high up as the Coniacian in the New Mexico area) and *Romaniceras* has been found by the writer in beds belonging to the Lower Turonian. Referring back to the zones proposed for the Nigerian Turonian it can now be pointed out, that the zone of *Pachyvascoceras* *costatum* corresponds to Spath's »Mammitan age» excluding the subzone of *Mammites nodosoides* (i. e. it occurs below this subzone). The zone of *Kamerunoceras eschii* corresponds to the top of the »Mammitan age» and the bottom of the »Collignoniceratan age» (synonym Prionotropidan see Breistroffer, 1947), and may probably be equated with the subzones of *Mammites nodosoides* and *Collignoniceras carolinum*. The zone of *Romaniceras uchauxiense* is the probable equivalent of the rest of Spath's upper zone. The three Nigerian zones seem, furthermore, t be directly equatable with the accepted European non-ammoniti Turonian zones. Comparing the American Western Interior zones proposed by Cobban and Reeside (1952) we find that the zones wit *Collignoniceras woollgari* and *C. hyatti* may be the equivalent of th zone of *Kamerunoceras eschii*. The second zone from the bottom of th Turonian is, in the American Western Interior, marked by the presenc of *Inoceramus labiatus* Schlotheim, but in Nigeria this species is know only from the zone of *K. eschii*. Comparison of the zonal scheme proposed by McLearn (1937) for Canada shows that the Canadian zon with species of *Watinoceras* may be correlated with the lower part o the zone of *K. eschii*, in which *Watinoceras* species occur (Reymen 1955 c, p. 425). It may prove necessary to separate the *Watinocera* fauna as a separate zone or subzone; *Watinoceras* is the predecessor o *Mammites* and in North America and England it is distinctly earlie than *M. nodosoides;* thus the *Neocardiococeras* horizon is probably th top subzone of the zone of *Metoicoceras whitei* (*Neocardiococeras* is ancestral to *Watinoceras*- see Reyment, 1954 a).

Senonian zones

The Nigerian Coniacian zone of *Tissotia latelobata* Solger is the equivalent of Spath's (1926 b) »Gauthiericeratan age» and encompasses all the subzones given by him (i. e. = whole of Coniacian). As the present author recently has pointed out (Reyment, 1955 d, p. 57) it is apparent that several subzones are present in the Nigerian Coniacian, although the chronological relationships between them are not yet quite clear. In the upper part of the Asu River sequence various species of *Peroniceras* occur together with *Tissotia latelobata* and *T. awquensis* Reyment. This assemblage is the probable equivalent of Spath's subzone of *Peroniceras subtricarinatum*. In the upper part of the Mungo River formation, species of *Barroisiceras* and related genera and subgenera occur together with *Tissotia latelobata* and other *Tissotia* and this fauna may be the zonal equivalent of Spath's zones with *Barroisiceras haberfellneri* and *B. nicklesi*. The author has described a collection of barroisiceratids from north-eastern Nigeria which also apparently is referable here. Spath's uppermost two zones of *Prionocycloceras guyabanum* and *Gauthiericeras margae* are possibly represented in the Umet area of south-eastern Nigeria, south of Odukpani (topmost beds of the Odukpani formation) where a new species of *Gauthiericeras* occurs, here referred to as *Gauthiericeras*(?) aff. *propoetidum* (Redtenbacher). It seems then that on the basis of Spath's Coniacian zones the entire Coniacian substage is represented in Nigeria. The »Gauthiericeratan age» appears to correspond to the zone of *Micraster cortestulinarium* of the Upper Chalk. Cobban and Reeside (1952) recognize four zones in the Coniacian of the Western Interior of the United States. Owing to lack of similarity between the faunas of this stage in Nigeria and the above, little in the way of correlation can be attempted. The zone of *Scaphites depressus* Reeside may possibly be equatable with the top of the zone of *Tissotia latelobata*. Spath's zone of *Texanites mscheris*, which is probably a transitional zone between the Coniacian nd Santonian substages, may also fit in here. In the Coniacian of the Awgu district in south-eastern Nigeria, the uppermost beds of the Awgu-Ndeaboh shale (overlying the highest range of *Tissotia latelobata*) ave yielded a single large fragment of a new species of primitive, uadrituberculate ?*Texanites*, which also probably belongs near the Coniacian/Santonian boundary. The same, or a very closely related, pecies has been collected in the Upper? Coniacian of Igumale to the orth.

The zone of *Texanites* cf. *quattuornodosus* (Lasswitz) from the uppermost beds of the Mungo River formation may correspond in part to

Spath's Texanitan (called »Mortoniceratan» in Spath's table; the generic name *Mortoniceras* is now restricted to the group of *Ammonites vespertinus*- see Reyment, 1955 d, p. 29) subdivision, the Stantonoceratan subdivision and to the Hoploscaphitan subdivision, although the possibility of there being gaps in the succession of the middle and upper Senonian cannot be overlooked. Nevertheless, since *Texanites* cf. *quattuornodosus* occurs very close stratigraphically to *Texanites* aff. *soutoni* (Baily) it may be cautiously suggested that much of the Santonian is represented. This would imply that the Chalk zones of *Micraster cortestudinarium* to *Actinocamax quadrata* are greatly condensed in West Africa.

Maestrichtian zones

The author has proposed three zones for the Nigerian Maestrichtian in the foregoing. The zone of *Libycoceras afikpoense* Reyment can be correlated with the upper part of Spath's »Pachydiscan age» (terme »Parapachydiscan» by Spath — see Reyment, 1955 c, p. 424) and includes the subzones of *Bostrychoceras polyplocum*, *Menuites menu*, an *Pachydiscus neubergicus*. The first two subzones mentioned are correlated by Spath with part of the zone of *Belemnitella mucronata*. Th Nigerian zones of *Sphenodiscus* aff. *pleurisepta* (Conrad) and *Inoceramu* *coxi* Reyment may be equated with Spath's »Sphenodiscan age» (wit the subzones of *Sphenodiscus siva* (bottom) and *Indoceras baluchistanens* (top). It has been found possible to recognize five definite zones in th Maestrichtian of the Western Interior of the United States. The zone of *Baculities baculus* Meek and Hayden, and *B. grandis* Hall and Mee are in all probability equivalent to the Nigerian zone of *Libycocera* *afikpoense*. The zone of *Discoscaphites nebrascensis* (Owen) contains th upper part of the range of the genus *Sphenodiscus* Meek and thu correlation may be suggested between this zone and that of *S.* aff *pleurisepta*, which also contains the highest part of the range of *Sphenodiscus* Meek in Nigeria, as far as is known. Furthermore, both zone contain the highest part of the ranges of two closely related species o the lamellibranch genus *Veniella*, *V. humilis* (Meek and Hayden) an *V. undata* (Conrad). The American zone is the highest marine Cretaceou zone in the Western Interior; it is known only in the Great Plains an passes westward into nonmarine beds. The equivalent zone in Nigeria although found widely in south-eastern and western Nigeria, also show frequent passages into nonmarine beds. Whereas, however, sedimentation again became marine at the end of the Cretaceous Period, th uppermost zone of the Western Interior, the zone of *Triceratops* Marsh is entirely nonmarine. Before leaving this set of correlations, it is o interest to note the ranges of some further American molluscs which either occur in the Nigerian Maestrichtian or have closely connected relatives. The ammonite genus *Didymoceras* ranged up to the end of the zone of *Baculites compressus* Say which agrees fairly well with its occurrence in Nigeria; the species *D. hornbyense* (Whiteaves) appears to have died out about the middle of the zone of *Libycoceras afikpoense* and thus *Didymoceras* survived the end of the Campanian in West Africa. The interesting *Inoceramus coxi* Reyment may well prove to be the last representative of its lineage. The two youngest American species known, *I. sagensis* Owen and *I. fibrosus* (Meek and Hayden) did not survive the Lower Maestrichtian. If Spath's (1926) zonal scheme be correct, then the African and Asian Cretaceous may contain an ammonitiferous Maestrichtian zone more than the European Maestrichtian. The uppermost cephalopod zone of the European Maestrichtian is considered by many authors to be the zone of *Belemnitella mucronata* (Schlotheim). In the north German and Baltic Senonian, this belemnite is known to occur with *Bostrychoceras polyplocum* (Römer) in the lower part of its range and with *Discoscaphites constrictus* (Sowerby) in the upper part of its vertical distribution. In southern Scandinavia, Stolley (1930) considers the two upper zones to consist of *B. polyplocum* and *Pachydiscus wittekindi* (Schlüter), and *D. constrictus* (Sowerby) and *Trigonosema pulchellum* Nilsson. Generally speaking, however, *B. mucronata* and its subspecies mark the top of the Maestrichtian according to the majority of workers. Jeletzky (1951, p. 18) has, in the present writer's opinion, correctly, introduced a *Belemnella* zone above this, but admits its little known nature. In the Upper Cretaceous of the Eastern Alps *Discoscaphites constrictus* occurs with typical members of the Pachydiscan zone, as does also *B. mucronata* (*Pachydiscus neubergicus* (von Hauer), *P. colligatus* (Binckhorst), *Hauericeras pseudogardeni* (Schlüter) (occurs lower down than the other species); compare this assemblage with the English representatives of the same zone as listed by Spath (1926): *Gaudryceras, Parapuzosia, Pachydiscus, Menuites, Bostrychoceras, Diplomoceras, Neancyloceras, Glyptoxoceras, Baculites*). The following table is an attempt at correlating the Nigerian onal sequence with a condensed version of the schemes proposed by path (1926 b), Jeletzky (1951) and Wright & Wright (1951). It should e noted that the correlation between the ammonites and the belemites is doubtful, also Spath's (1926 b) table shows the zone of *B. ucronata* as stretching from the »ammonite horizon» of *Eupachydiscus wyi* (at least) to *Pachydiscus neubergicus*.

North-western Europe			Nigeria
Belemnite zones		Ammonite zones	
Maestrichtian	Belemnella lanceolata	Sphenodiscus sp. Pachydiscus neubergicus	Inoceramus coxi Sphenodiscus aff. pleurisepta Libycoceras afikpoense
Campanian	Belemnitella mucronata	Hoplitoplacenticeras vari	
	Gonioteuthis quadrata	Menabites delawarella	
	Gonioteuthis granulata	Diplacmoceras bidorsatum	

Ostrea vesicularis Lamarck, a common form in the European Upper Cretaceous requires comment, since this species begins its range in the Nigerian Coniacian and completes it in the lowermost Maestrichtian (Reyment, 1954 d, p. 503). Hence, in Nigeria, at least, this lamellibranch has not been found above basal Maestrichtian. It should be mentioned, that the zone of *Libycoceras afikpoense* may also be correlated with the Maestrichtian faunas of Syria, Palestine, Egypt, and probably with the Maestrichtian of Tripoly, Tunisia and Algiers (*Libycoceras ismaelis* (Zittel), *Baculites asper* Morton, *Veniella undata* (Conrad), *Ostrea vesicularis* Lamarck, *Pachydiscus* sp.)

Cretaceous-Tertiary boundary

As will doubtlessly become apparent to the reader, the stratigraphical table (Table I) makes no provision for the Danian stage. It has been indicated earlier on in this paper, that the Maestrichtian passes conformably into the Paleocene in the Upper Coal Measures and the upper beds of this formation contain diagnostic Maestrichtian macrofossils and microfossils, closely followed by beds with diagnostic Paleocene foraminifera (no Paleocene macrofossils have yet been discovered in south-eastern and western Nigeria). Hence, in Nigeria no great difficulty has been experienced in placing the boundary between the Cretaceous and the Tertiary (cf. Glässner, 1953, p. 657). The Upper Coal Measures contain, as has been mentioned previously, *Sphenodiscus* aff. *pleurisepta* (Conrad) and *Veniella undata* (Conrad) overlain by beds with *Inoceramus coxi* Reyment. Conformably situated above these beds is the Imo clay-shale, a formation whose lower limits have yielded typical Paleocene foraminifera (p. 33) and whose upper limits have yielded Lower Eocene foraminifera (p. 34). Locally, the Upper Coal Measures have been seen to pass up into the Paleocene (cf. Simpson, 1955, pp. 21—22). To date, no evidence for the existence of the Danian in Nigeria has been forthcoming. Hand in hand with our increasing knowledge of African stratigraphy it is becoming apparent, that the nature of the boundary between the Cretaceous and the Tertiary is not the same as that in Northern Europe. Tromp (1949, p. 675) is of the opinion that the need for a stratigraphic entity between Maestrichtian and Tertiary only ever came about because of the difficulty experienced by palaeontologists in determining the Cretaceous-Tertiary boundary. In northern Europe, the Danian is recognizable on the basis of the foraminiferal faunas in which *Parella lens* Brotzen occurs plentifully and *Palmula* (*Flabellina*) *reticulata* (Reuss), a typical Maestrichtian form disappears (Brotzen, 1945). As Jeletzky (1951) has mentioned, a similar condition has been observed in the U. S. S. R. Jeletzky also mentioned, that he would prefer to see the Danian incorporated into the Tertiary, thus leaving the Maestrichtian at the top of the Cretaceous. That in Northern Europe, at least, it has been possible to distinguish a subdivision younger than Maestrichtian and older than Paleocene seems to be due to the fact of, firstly, a local facies, and secondly, misunderstanding of the range of certain echinoids well known in the European Cretaceous. As already noted, the condition in Africa has been found to be otherwise. Tromp (unfairly criticized by Jeletzky (1951)), and Collignon, as well as the present author have observed a gradual passage from Cretaceous to Tertiary, from typical Maestrichtian faunas to typical Paleocene faunas, without formational breaks in the sequence and without the appearance of Danian (N. B. the Danian at its type locality typically shows stratigraphical gaps). Collignon (1951, 1954) in particular, has attempted to get at the bottom of the question of Danian in Africa, instead of following the custom of many African stratigraphers (e. g. Tessier, 1952) who, when faced with a conformable Cretaceous-Tertiary passage, have attempted to squeeze in some »Danian» beds between typical Maestrichtian and typical Paleocene.

The lateral equivalents of the beds with *Sphenodiscus* aff. *pleurisepta* (Conrad) and the overlying zone of *Inoceramus coxi* Reyment, which underlie typical Paleocene, have been detected in deep tests put down by the Shell D'Arcy Petroleum Development Company of Nigeria Ltd. in western Nigeria. One of these boreholes drilled at Araromi (see fig. 1) is at present being studied, but since some time must elapse before the results of this investigation appear in print, the following general account of the foraminiferal faunas in the neighbourhood of the Cretaceous-Tertiary transition may be given, in order to present an idea of the changes in the foraminiferal assemblages at this critical point.

The Upper Maestrichtian contains species of (all identifications by the author) *Gümbelina* (striate *Gümbelina*), *Globigerina*, *Cyclammina*, *Globotruncana*, *Robulus*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Rugoglobigerina*, *Cibicides*, *Bulimina*, *Virgulina*, *Bolivinoides*, *Bathysiphon*, *Textularia*, *Siphogenerinoides*. This fauna is succeeded by beds containing *Globorotalia compressa* (Plummer), *G.* cf. *wilcoxensis acuta* Toulmin, *G. crassata aequa* Cushman and Renz, *G. membranacea* (Ehrenburg), *Globigerina pseudo-bulloides* Plummer, *Robulus*, *Cancris*, *Globigerinella*, *Valvulineria*, *Pseudovalvulineria*, *Gavelinopsis?*, *Dentalina*, *Virgulina*, *Bolivina*, *Gümbelina*, *Cibicides*, etc. *Rugoglobigerina* Brönniman was originally considered by its author to range from Turonian to Maestrichtian but according to a recent personal communication dated 24. 6. 55 from Dr. Brönniman to the present writer, the genus seems to be confined to the Campanian and Maestrichtian. This agrees with the observations made by the writer in the West African Upper Cretaceous. *Rugoglobigerina* also occurs in material from the French Cameroons, kindly sent the author by Dr. Hourcq; the same Maestrichtian species of *Bolivinoides* as listed above was also identified in the material as well as other forms. The upper part of the Imo clay-shale has yielded species of foraminifera amongst which have been identified the following pelagic forms: *Globorotalia* cf. *wilcoxensis* (Cushman and Ponton), *Globigerinella micra* (Cole) and *Globigerinella triloculinoides* Plummer. In order to tie in these faunas with the scheme of zonal indices, the provisional identifications of the ostracode faunas from the Middle Eocene (Lutetian) Bende-Ameki formation, which overlies the Imo clay-shale, are here listed. *Aglaiacypris?* sp., *Buntonia* spp., *Basslerites?* sp., *Cytherella* sp., *Acuticythereis* spp., *Loxoconcha* sp. *Cythereis* spp. Although the above foraminiferal and ostracode lists are far from complete, it is hoped that they serve to give some idea of the nature of the Cretaceous-Tertiary transition in West Africa. Before turning to a discussion of this phase in other parts of Africa it should be mentioned that in north-western Nigeria beds of Maestrichtian and Lower Tertiary age have been known for some time. The fish and reptile faunas of the Maestrichtian have been treated by White and Swinton and the fish of the Lower Tertiary again by White. The uppermost Cretaceous is generally poor in fossils, although the fragmentary remains of a sphenodiscid have been collected. These may well belong to the genus *Daradiceras* Sornay and Tessier. Overlying these beds occur beds containing a new, as yet undescribed, nautiloid genus, apparently closely related to *Hercoglossa*.

Recently, Collignon (1951, p. 43) has been concerned with the uppermost Cretaceous of Madagascar. He considers the sequence to be continuous from the Campanian to the Paleocene (p. 75). In drawing his conclusions Collignon (1951, p. 139) expressed the opinion that the Danian may well be a part of the Maestrichtian (»peut-être faciès du Maestrichtien»). The Danian, judging from the nature of its type locality at Faxe, is considered to be marked by the presence of *Holaster, Ananchytes, Ostrea vesicularis, Crania ignabergensis* and *Hercoglossa danica*, the latter species being considered typical. Collignon has been able to show, that in Madagascar this guidefossil of the European Maestrichtian occurs together with ammonites (1951, p. 76). In a more comprehensive paper on this subject (1954) Collignon (p. 143) remarked, that »*Hercoglossa*, comme l'a depuis longtemps fait remarquer H. Besairie cohabite normalement avec les Ammonites du Maestrichtien inférieure, et que ce genre ne saurait, ici, caractériser un étage danien n'est vraisemblablement, en Europe, qu'un faciès locale du Maestrichtien». The present writer is strongly inclined to agree with Collignon on this point. Tessier (1952) in a comprehensive paper on the uppermost Cretaceous and Lower Tertiary of Senegal, has also treated the Danian. As Tessier (1952, p. 69) points out, »les données qui permettent de définir le Danien mondial, quelle que soit la région où l'on se place, sont généralement imprécises.» Although no definite palaeontological evidence for the presence of beds of Danian age in his area exists, he places some poorly fossiliferous beds above the sequence with *Sphenodiscus* Meek and *Daradiceras* Tessier and Sornay in the Danian. There is, however, logically no reason why these beds could not be placed in the Paleocene and Tessier actually mentions that in some parts of the district investigated he was unable to trace his »Danian» and that there appeared to be a conformable passage from ammonitiferous Maestrichtian to Paleocene. Arguing on analogy with the sequence in Nigeria, the present writer considers the most likely explanation to be that the Cretaceous-Tertiary boundary in the Popenguine-N'dayane area passes somewhere in the »Danian» beds- i. e. those beds above Tessier's typical Maestrichtian and below his typical Paleocene. That the evidence for the existence of the Danian stage in Senegal is weak may be gathered from the following summarizing statement of Tessier (1952, p. 71). »En résumé, la distinction d'un Danien se justifie essentiellement par des arguments de position et, si je peux m'exprimer ainsi, de contexte; l'individualité lithologique n'en est pas moins marquée tandis que le contenu paléontologique demeure insuffisant.» — — »La faune est pauvre, peu caractéristique».

Tromp (1949, p. 673) advocates that the conception of Danian should be abandoned and implies that the Paleocene should be incorporated into the Eocene. This conclusion was reached through microfaunal

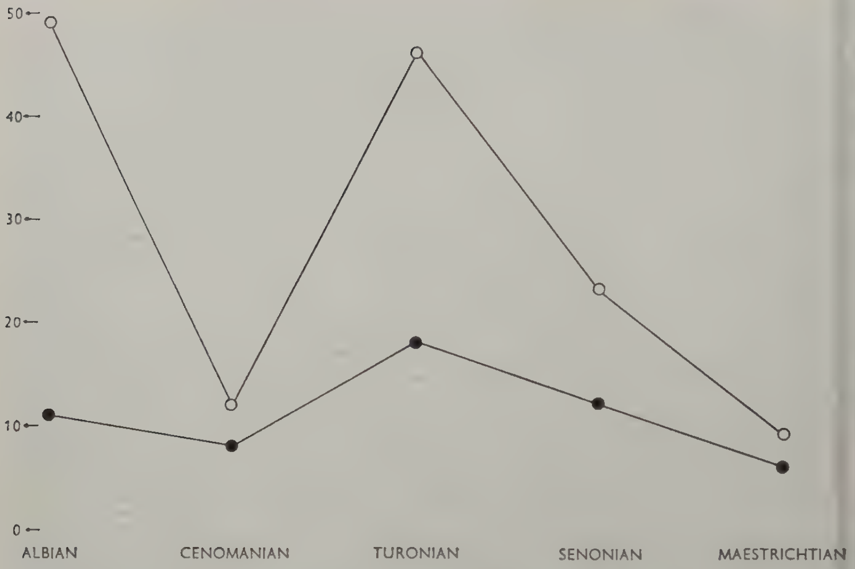


Fig. 3. Sketch showing the numerical strength of ammonite genera and species in the Nigerian Cretaceous during the Albian, Cenomanian, Turonian, Senonian, and Maestrichtian. The top line indicates number of species, the bottom line number of genera.

determinations. Muller and Schenk (1943, p. 269), in discussing the boundaries of the Cretaceous System, gave a critical discussion of the Danian. Cuvillier et al. (1955) have recently published a paper treating the micropalaeontological determination of the Cretaceous-Tertiary boundary in the Mediterranean area. In Aquitaine, Morocco, Algeria, Tunisia, Lebanon and Syria the end of the Cretaceous is marked by the disappearance of the genera *Globotruncana* and *Rugoglobigerina* and the sudden appearance of *Globorotalia* (*Truncorotalia*) marks the beginning of the Tertiary. In Morocco where *Baculites* has been found in the upper part of the Maestrichtian, the Danian has not been identified. Cobban and Reeside (1952, pp. 1013, 1026) in their paper on the Cretaceous formations of the Western Interior of the United States have expressed uncertainty about the nature and stratigraphic position of the Danian.

IV. Taxonomic section

In the following, the author presents a summary of his recent taxonomic studies of the Nigerian Cretaceous ammonoidea and other molluscs (Reyment, 1954 a, c, 1955 b, d), including discussions of

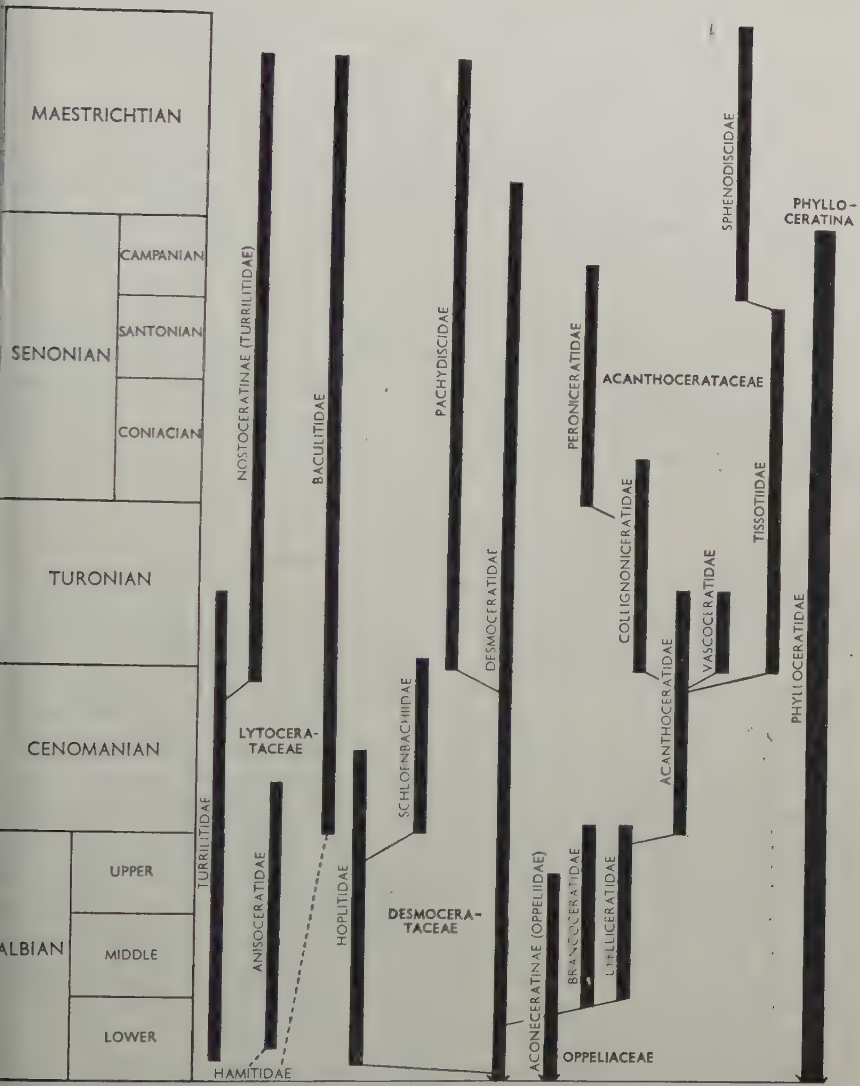


Fig. 4. Schematic diagram illustrating the author's views of the phylogenetical relationships of the Cretaceous ammonite families occurring in Nigeria.

hylogenetical trends observed during the study of the material. The
ecent paper by C. W. Wright (1952) on the classification of the Cret-
ceous ammonoidea has been of particular assistance in connexion
erewith. In fig. 3 the number of ammonite genera and species present
each of the stages found in Nigeria is shown. It will be observed that

after a climax in the Turonian the number of species diminished gradually until the end of the Maestrichtian.

Superfamily Phyllocerataceae[1]

The Phylloceratidae are in the Cretaceous a very homogeneous group as also in the Jurassic. The superfamily Phyllocerataceae contains only one family, Phylloceratidae, and this family is of great importance in the Cretaceous since the Hoplitaceae, Desmocerataceae and the Acanthocerataceae have been directly or indirectly derived from it. There are two definite subfamilies of Phylloceratidae, namely, Phylloceratinae s. str. and Calliphylloceratinae Spath, 1927. Wright (1952, p. 217) has pointed out, that the other subfamilies proposed in the past, Hypophylloceratidae Spath, 1927, and Phyllopachyceratinae Collignon, 1937, are too inadequately defined to be accepted.

Family Phylloceratidae Zittel, 1884

The members of this family are characteristic of the Mediterranean region and are rare in Northern Europe and in most of Africa, although very common in North Africa. As has been emphasized by Spath (1923, p. 14) the fundamental importance of the phylloceratids and lytoceratids is not always realized; it seems highly probable that these two stocks frequently replenished the ammonite tribe particularly since they continued throughout the Jurassic and Cretaceous. Here we have an example of a slowly evolving, conservative stock (i. e. *Phylloceras*) successfully surviving over a long period while contemporaneous quickly evolving stocks (as, for example, Hoplitaceae, Acanthocerataceae) rapidly attained their developmental acme and then dwindled and suffered extinction. The Phylloceratidae are considered to have given rise to the Desmocerataceae in the Valanginian (Wright, 1952) which in their turn gave rise to Hoplitaceae in the Lower Aptian (Spath, 1923) and Acanthocerataceae in the Lower Albian (Wright, 1952). The generic characters of the genus *Phylloceras* Suess, 1865 (type species: *Ammonites heterophyllus* Sowerby) may be summarized as follows; very involute, compressed or inflated, whorl section elliptical, venter rounded, umbilicus narrow or closed; surface smooth or ornamented with fine striae or riblets. The suture line is characterized by the leaf-like endings of the saddles. Until recently, representatives of the Phylloceratidae were unknown from the Nigerian Cretaceous, but the find of a well-preserved fragment of *Phylloceras* cf.

---

[1] At the Copenhagen (1953) International Congress on Zoological Nomenclature it was decreed that superfamilies should be attributed to author and date of the typical family, consequently authors and dates of superfamilies are here omitted.

velledae (Michelin) (Reyment, 1955 d) in the Cenomanian zone of *Euhystrichoceras occidentale* proves its presence. It is noteworthy that the rich Albian faunas of Ogoja Province have not yielded a single example of *Phylloceras*, particularly since the faunistically similar deposits of Angola contain this genus as the species *P. velledae* (Michelin) and *P. angolense* Haughton. This latter species resembles *P. velledae* in dimensions, but may be differentiated by its subparallel sides and broader, flatter venter.

Superfamily Turrilitaceae

This superfamily is represented in Nigeria by the families Baculitidae Meek, 1876, Anisoceratidae Hyatt, 1900, Turrilitidae Meek, 1876, Nostoceratidae Hyatt, 1894 and probably Hamitidae Hyatt, 1900. The superfamily Turrilitaceae ranges from the middle of the Upper Aptian to the top of the Maestrichtian.

Family Hamitidae Hyatt, 1900

The presence of the Hamitidae in the Nigerian Lower Cretaceous is doubtful. This family seems to have given rise to Turrilitidae near the top of the Lower Albian and to Anisoceratidae during the same time through such forms as the group of *Pseudhelicoceras bituberculatus* and *Turrilitoides senequiarianus* (fig. 4) (in the case of the former family). After a quiet period during the Middle Albian there was once again a manifestation of evolutionary activity towards the close of the Upper Albian when Baculitidae broke off from the main stock. Shortly before the extinction of Hamitidae in the Lower Turonian, Phlycticrioceratidae were split off. Reviewing the development of this group of abnormally coiled ammonites in general terms it can be seen that there has been a passage from the simply ribbed hamitid stock to spirally coiled, ribbed and tuberculate forms (Turrilitidae) which continued this mode of development through to the close of the Cretaceous in Nostoceratinae and Diplomoceratidae. On the other hand, Anisoceratidae retained the hamitid form but became more strongly ornamented with both ribs and tubercles. Haas (1942, p. 189) suggests that it might be best to include this family as a group under Hamitidae; the present writer feels there is much to be said for this point of view and believes it may eventually prove necessary to regard the group as a subfamily, Anisoceratinae. The relatively late appearance of Baculitidae shows an interesting variation in the evolutionary capabilities of the hamitid stock. This group possesses coiled early whorls whilst the later whorls are perfectly straight, *Orthoceras*-like, and feebly ornamented with, in many cases, crescent-shaped bullae and strongly sigmoidal growth lines which at times may be well developed, but which never attain the proportions of definite ribs. The Hamitidae are represented by a single fragment from the Nwofe area in the zone of *Elobiceras lobitoense* and another, better-preserved fragment from the uppermost zone of the Nigerian Albian, the zone of *Stoliczkaia africana.*

Family Baculitidae Meek, 1876

This family is represented in Nigeria by a single species from the Nkporo shale, recorded by the author (Reyment, 1955 d, p. 15) as *Baculites* cf. *asper* Morton. As has been pointed out previously, Baculitidae were derived from Hamitidae in the beginning of the Cenomanian or late in the Upper Albian (cf. Spath, 1941, p. 659). Spath (1941, p. 659) has remarked that the separation of *Cyrtochilus* Meek, 1876 from *Baculites* Lamarck (type species: *B. vertebralis* Lamarck) was well justified and that *Lechites* Nowák, 1908 is probably a synonym of *Cyrtochilus.* He considers the possibility of a polyphyletic origin for Baculitidae should not be overlooked and that the homogeneity of the family is perhaps morphological rather than genetic (Spath, 1941, p. 660). The Baculitidae were the dominant ammonite stock towards the end of the Cretaceous, although they achieved their maximum during the Campanian.

The species from the Nkporo shale, compared doubtfully by the writer with the American species *Baculites asper* Morton (Reyment, 1955 d, p. 15) is now considered to be a separate species, here named *Baculites* **teicherti** sp. nov., holotype: the example figured by the present writer (Reyment, 1955 d) on plate 1, figs. 5 a, b. The species is named for Dr. C. Teichert. *B. teicherti* differs from *B. asper*, with which it is fairly closely related, in being more rapidly tapering, having slenderer ornament and in details of the suture line. Furthermore, the intertubercular areas of *B. asper* are convex (Reeside, 1927, pl. 10, figs. 10, 11) whereas those of *B. teicherti* are straight, and the tubercles are differently shaped and much stronger than in the Nigerian species. (cf. pl. 1, fig. 5 b in Reyment, 1955 d with Reeside, 1927, pl. 10, fig. 9; pl. 11, figs. 5, 8, 10). As Reeside (1927, p. 13) quite correctly points out, »many authors have extended the scope of the name *B. asper* Morton much too far and have included all forms with distant nodes, whatever the other characters». *Baculites aquilaensis* Reeside (1927, p. 12, pl. 6, figs. 11—13; pl. 8, figs. 1—4) resembles *B. teicherti* sp. nov. but the bullae are coarser and more closely spaced and the shaft is less tapering.

Family Anisoceratidae Hyatt, 1900

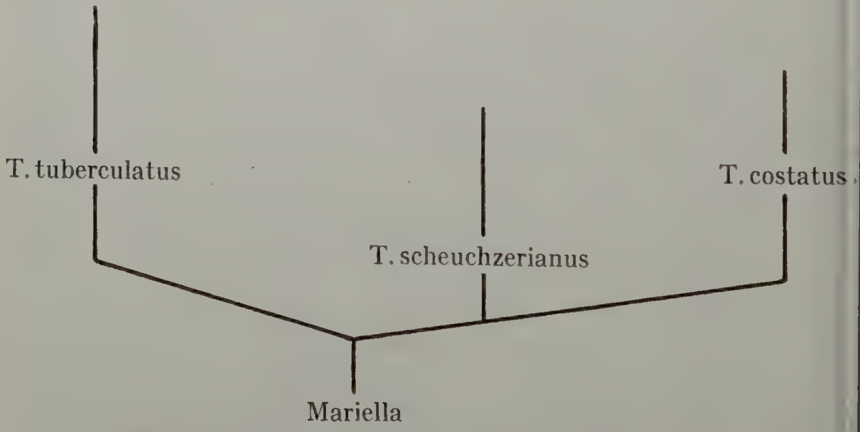
Spath (1936), Wright & Wright (1951) and Wright (1952) regard this group as a separate family, but Haas (1942), who has expressed doubt concerning this family, considers (1924, p. 189) that Spath's conception of Anisoceratidae is too narrow and has suggested that *Idiohamites* Spath should be added to the genera *Anisoceras* Pictet, *Prohelicoceras* Spath and *Protanisoceras* Spath (see also Wright & Wright, 1951, p. 14; also Spath, 1939, p. 578; 1943, p. 721). The indications are, that Anisoceratidae, characterized by typical, quadrituberculate, button-and-loop ornament, or the twist of at least the early whorls, diverged from Hamitidae in the Lower Albian. The Nigerian uppermost Albian (zone of *Stoliczkaia africana*) Pervinquière has yielded *Anisoceras perarmatum* Pictet and Campiche and *Anisoceras* sp. indet. The former species is common. According to Spath (1939, p. 540) typical *Anisoceras* begin in the Gault at Folkestone in bed X.

Family Turrilitidae Meek, 1876

The author regards Turrilitidae as being composed of the subfamilies Turrilitinae and Nostoceratinae Hyatt.

Subfamily Turrilitinae s. str.

Breistroffer (1953) has recently published a comprehensive account of the evolution of the Turrilitinae of the Albian and the Cenomanian: this family seems to have appeared relatively abruptly in the Lower Albian. The early whorls were dextrally or sinistrally coiled, the whorls were not in contact with each other and the siphuncle was situated near the exterior (cf. Spath, 1937, p. 509). The evolutionary trend evinced by this subfamily was towards closer coiling with the whorls finally coming into contact, the development of a truly turreted spire, for the siphuncle to migrate towards the upper whorl-contact, and for the sutural elements to become very asymmetrical. In the Nigerian Cretaceous this family is represented by three Cenomanian species, all of which occur in the upper zone of that stage recognized in West Africa, namely, the zone of *Turrilites scheuchzerianus* Bosc. These forms all belong to the genus *Turrilites* Lamarck, 1801 (type species: *T. costatus* Lmk). *T. costatus* was recently found by the author in exposures of the Odukpani formation on the Calabar-Arochuku Road in Calabar Province, south-eastern Nigeria. Breistroffer (1953, p. 1351) has split off the subgenus *Euturrilites* (= *Turbinites* Dubordieu, 1953, non Martin, 1809; type species: *T. scheuchzerianus* Bosc) from the group of *T. costatus* Lamarck, on the basis that the latter group is ntuberculate and ornamented only with ribs. The present writer considers the features selected by Breistroffer for the designation of both this subgenus and the subgenus *Mesoturrilites* Breistroffer (type species: *T. aumalensis* Coquand), a trituberculate *Turrilites*, are of dubious significance and it is considered, that *Mesoturrilites*, at least, does not warrant separation from *Turrilites* Lamarck. Spath (1937, p. 507) includes in the Turrilitinae s. str. the genera *Turrilites* Lamarck, *Turrilitoides* Spath, *Pseudhelicoceras* Spath, *Mariella* Nowák, *Hypoturrilites* Shimizu, *Carthaginites* Pervinquière, *Ostlingoceras* Hyatt, and *Hyphantoceras* Hyatt, the latter only indefinitely. The present writer considers, that in such a homogeneous group as Turrilitinae to propose further subfamilial entities is not only unnecessary, but essentially artificial. For this reason it is here suggested, that the subfamily Pseudhelicoceratinae Breistroffer (1953, p. 1350) should be abandoned. The family then contains the additional genera *Parahelicoceras* Breistroffer, 1953, and *Raynaudia* Dubordieu, 1953. The author has recently described and figured *Turrilites* (*Euturrilites*) *scheuchzerianus* Bosc from the Cenomanian part of the Odukpani formation. Two further species recently collected by the writer are *T. costatus* Lamarck and *T. tuberculatus* Bosc. *T. scheuchzerianus* is confined to the bottom of the Nigerian Upper Cenomanian in which it is now known to be relatively common. *T. costatus* is confined to the lower part of the Nigerian Upper Cenomanian, but ranges above *T. scheuchzerianus*, and *T. tuberculatus* ranges above both of these. The stratigraphical occurrence of these species implies that a possible evolutionary sequence might well be (cf. Spath, 1937, p. 509):



Dubordieu's evolutionary table (1953, fig. 13) differs from the above interpretation in that *T. tuberculatus* is doubtfully derived from the Albian *Pseudhelicoceras* and in that the ranges of the three species are different from those given above. During its development, *T. scheuchzerianus* has a stage in which the ribs are interrupted in their course (= *T. desnoyersi* d'Orbigny; cf. Reyment, 1955 d, p. 13), which stage is reminiscent of the ornament of *T. costatus*. Spath (1926, p. 429) considers *T. tuberculatus* Bosc, which he states to have at least three subspecies, to range »up into higher zones, where first *T. costatus* and then *T. scheuchzeri* and *T. desnoyersi*. d'Orbigny (= *T. scheuchzerianus*. author's comment) come in». It has often been supposed (e. g. Berry. 1928; Scott, 1940), that the shape of the turreted shell of *Turrilites* would have proved a hindrance to movement through the water and thus would have prevented the geographic expansion of species of the genus to a not inconsiderable degree. The fact that three well-known European species are found in Nigeria and that species of *Turrilites* are often widely distributed (*T. scheuchzerianus*, for example, as well as other common species of *Turrilites* occur in the Cenomanian of South Africa) tends to disprove this hypothesis. In fact, species of the genus under discussion are often extraordinarily widely spread. A possibility that ought not to be overlooked is that the larval stage of *Turrilites* may have been particularly active and hence have been capable of considerable geographical distribution, although the adult stage may have been unsuited for rapid movement. It is nevertheless likely that the late products of turrilitid evolution with their tightly coiled shells were probably more efficient swimmers than the primitive representatives with open coiling, bearing in mind that the shell was almost certainly directed in front of the animal with the hyponome probably functioning at right angles to the direction of coiling. The »reconstructions» often reproduced in text-books showing the animal swimming with the spire pointing to the sea-bottom seem to be hydrostatically unsound. The author thinks it less likely that the animal swam with the spire directed upwards or at a slight backward angle, more or less analogous to *Nautilus;* the swimming position suggested above is analogous to that possibly adopted by *Orthoceras* and similarly shaped cephalopods (Schmidt, 1928).

Subfamily Nostoceratidae Hyatt, 1894

The origin of this subfamily, which first appeared in the Upper Cenomanian and which lived until the close of the Maestrichtian, has been the subject of various interpretations. Spath (1936, p. 508) expressed doubt concerning the derivation of Senonian and Maestrichtian nostoceratids from Turrilitidae, although he was unable to suggest a more likely alternative. Haas (1942, p. 199) stated, that he preferred to include the turrilitid genera of the Senonian and Maestrichtian in the

Turrilitidae. Hyatt erected the Nostoceratidae for forms showing a great variety of coiling. It is known that late Turrilitinae did uncoil (for example, *Wintonia* Adkins and *Hyphantoceras* Hyatt) and it seems probable that the nostoceratids are secondarily uncoiled derivatives of Turrilitinae rather than independent offshoots of different Lytocerataceae. The present author inclines to the view that the group is best regarded as a subfamily of Turrilitidae, Nostoceratinae, and that it should include *Bostrychoceras* Hyatt (often placed with Turrilitinae). The Nigerian Maestrichtian contains two genera of this subfamily, namely, *Didymoceras* Hyatt and *Bostrychoceras* Hyatt. The former genus is represented by the interesting species *D. hornbyense* (Whiteaves), which is found prolifically in the Nkporo shale of south-eastern Nigeria in the zone of *Libycoceras afikpoense* Reyment. As has been observed earlier on, the general type of shell represented by *Didymoceras*, *Turrilites*, etc. has been considered by several authors to indicate poor swimming ability and a benthonic mode of existence. Berry (1928, p. 105, pl. 2, figs. 19, 20) considers *Turrilites* to have led a crawling, benthonic life. Scott (1940, pp. 304, 305, 306) puts *Turrilites* and *Bostrychoceras* into his group of spirally or irregularly coiled forms considered as most probably being poor swimmers. *Didymoceras hornbyense* (Whiteaves) (cf. Reyment, 1955 d, p. 13) occurs in Northern Canada, West Africa and South Africa in beds of the same age and is thus of very wide horizontal distribution. Since it is hardly likely that a form adapted to a crawling existence could spread over such a large geographical extent in such a short time, the implication is that the cephalopods with this type of coiling were capable of swimming tolerably efficiently, at least during some part of their life. It is also apparent, that even if climatic conditions were significantly different from those of today, the temperature difference between the Bight of Biafra, West Africa, and the Hornby Island area, Canada would still have been considerable. It is probable, that ammonites were more resistant to variations and differences in temperature than has generally been supposed. *Bostrychoceras* Hyatt is in Nigeria known from a slightly younger horizon than *D. hornbyense*. It occurs as small, though well preserved, fragments for which no other identification than *Bostrychoceras* sp. has been attempted by the author.

Superfamily Oppeliaceae

This superfamily is represented in the Cretaceous by the two families Haploceratidae Zittel, 1884 (with the single genus and species *Neolissoceras grasianum* (d'Orbigny) and Oppeliidae Bonarelli, 1893.

Family Oppeliidae Bonarelli, 1893

This family has three Cretaceous subfamilies, namely, Taramelliceratinae Spath, 1928, Streblitinae Spath, 1925 and Aconeceratinae Spath 1923 (cf. Wright, 1952, p. 219, footnote 16), of which only the latter subfamily is represented in Nigeria.

Subfamily Aconeceratinae Spath, 1923

This subfamily is considered to have stemmed from Oppeliidae in the Upper Hauterivian in accordance with Casey (1954. p. 267) (cf. Spath, 1923, p. 35). The keeled and unkeeled forms of this family have often been classed with Oppelaceae, although some authors have ascribed the resemblance to homeomorphy. Aconeceratinae are here considered to range from Upper Hauterivian to almost the top of the Upper Albian (cf. Reyment, 1955 d). Spath (1923, p. 38) mentioned an *Aconeceras* (= *Aconeceras* sp. nov., Casey, 1954, p. 272) in the *tadefurcata* zone of Leighton Buzzard, England, but thought it to be »possibly derived or merely a homoeomorphous or accidentally keeled development of the contemporary. *Beudanticeras*». *Falciferella* Casey, 1954 is a ventrally truncate (the inner whorls are feebly keeled) aconeceratid known from the upper part of the Middle Albian *Hoplites dentatus* zone. The genus *Gyaloceras* was erected in 1929 by Whitehouse for ammonites differing from *Aconeceras* (but considered to be derived from it) by greater inflation, less sharp venter and with a feeble ventral keel which is finally lost. *Gyaloceras* was originally recorded from the Aptian of Queensland, but in Nigeria it occurs in the *Elobiceras lobitoense* zone in the upper part of the Upper Albian (Reyment, 1955 d, p. 15). The ontogeny of *Gyaloceras ibo* Reyment (Reyment, 1955 d, figs. 3, 4), the sole representative of Aconeceratinae in the Nigerian Albian, points strongly to the aconeceratid ancestry of the genus (cf. Casey, 1954, p. 269 who doubts the connection with Aconeceratinae); hence Aconeceratinae ranged beyond the Middle Albian to almost the top of the Albian. *Aconeceras* is found in North-west Europe, East Africa and Australia, *Sanmartinoceras* in Patagonia, Australia, Russia, and North-west Europe and the Arctic, and *Gyaloceras* in Australia and West Africa, thus indicating the world-wide distribution of the subamily. Aconeceratinae appeared in the Hauterivian with *Protaconeeras* Casey, 1954 (type species: *Oppelia patagoniensis* Favre), a form with a strongly serrated keel, then *Aconeceras* Hyatt in the Barremian, *Sanmartinoceras* Bonarelli in the Lower Aptian and *Gyaloceras* Whitehouse and *Falciferella* in the Albian, *Gyaloceras* probably first appearing n the Aptian.

Superfamily Desmocerataceae

This superfamily is considered to have ranged from Valanginian up to the close of the Cretaceous and to have been derived from Phylloceratidae (cf. Wright, 1952). The Nigerian Cretaceous contains the following families of Desmocerataceae: Desmoceratidae Zittel, 1895, and Pachydiscidae Spath, 1922.

Family Desmoceratidae Zittel, 1895

This family has long been considered to be of polyphyletic origin (Spath, 1923; Wright, 1942) and in it are grouped several independent offshoots of Phylloceratidae, all of which are very similar to each other. It has only been found possible to separate Puzosiinae Spath. 1922 from the main group, although new discoveries will almost certainly clarify the interfamilial phylogeny and permit subdivision. Desmoceratidae is best regarded as having split off from Phylloceratidae in the Valanginian (Wright, 1952) and to have survived until the Lower Maestrichtian. Spath (1923, p. 32) considers that the secondarily smooth end forms of Neocomitinae Spath (of Berriasellidae Spath) and Hoplitidae, with reduced suture lines, are homeomorphs of desmoceratids and in these the smoothness is to be taken as an original character. He considers (1923, p. 33), that »the polyphyletic family Desmoceratidae, like the Haploceratidae, are then believed to include successive waves of Phylloceratidae and Lytoceratidae acquiring the »*Desmoceras*» aspect and losing the phylloid character of the suture line . . . . .» The present writer believes, however, the Desmoceratidae to be entirely derived from Phylloceratidae, since the Lytoceratinae gave rise in the Cretaceous to a succession of derivatives many of which were marked by abnormal coiling, a tendency which the author considers the Phylloceratidae to have been without. The fact that Lytoceratidae did also produce some smooth, normally coiled derivatives, seems to have induced Spath to assume a connecting link or links with Desmoceratidae. Spath's assumption (1923, p. 22) that lytoceratid aberrant coiling, particularly uncoiling, was an adaption to a benthonic existence is not shared by the author of the present paper (cf. Reyment, 1956). The Nigerian desmoceratids are referred to the genera *Desmoceras* Zittel, 1884 (type species: *Ammonites latedorsatus* Michelin), the subgenus of *Desmoceras*, *Pseudouhligella* Matsumoto, 1938 (type species: *Desmoceras japonicum* Yabe), *Pachydesmoceras* Spath, 1922 (type species: *Ammonites denisonianus* Stoliczka) and *Onitshoceras* Reyment, 1954 (type species: *Onitshoceras matsumotoi* Reyment). It is of interest to note that no desmoceratids have yet been collected from the extensive

Nigerian Albian deposits, the first representatives of this family occurring in the Cenomanian. In Nigeria, desmoceratid genera range from the Cenomanian to the Lower Senonian (Coniacian). *Desmoceras* s. str. occurs prolifically in the zone of *Euhystrichoceras occidentale* Reyment in the Lower Cenomanian of the Odukpani formation as *D. latedorsatum* (Michelin) (Reyment, 1955 d, p. 17). The subgenus of *Desmoceras*, *Pseudouhligella*, occurs as *D.* (*P.*) *calabarense* Reyment (Reyment, 1955 d, p. 18) in the same zone as the above and represents a slightly evolute development of *Desmoceras*. *Pachydesmoceras* is found in the Turonian zone of *Kamerunoceras eschii* (Solger), in the lower part of the Mungo River formation, as *P. kamerunense* (von Koenen). Such forms as *Anapachydiscus linderi* (de Grossouvre) seem to have been derived in this manner. The Nigerian Coniacian desmoceratid *Onitshoceras* is represented by the species *O. matsumotoi* Reyment (Reyment, 1954 c, p. 249, pl. 3, figs. 1 a, b, 2; pl. 5, fig. 7; text-figs. 1 a, b, c; 1955 d, p. 19, pl. 2, fig. 9). This genus is homeomorphous with some Pachydiscidae, but is connected directly with Desmoceratidae by its distinctively desmoceratid suture line. The present writer considers that *Onitshoceras* is in all probability a desmoceratid end-development as is suggested by the peculiarly degenerate nature of the suture line with the aberrantly formed third lateral lobe and saddle.

Family Pachydiscidae Spath, 1922

It is indeed noteworthy that this family, which is so richly represented in other parts of the world as, for example, the Upper Cretaceous of Madagascar, is so poorly distributed in the Upper Cretaceous of West Africa. Spath (1933, p. 35) considers Pachydiscidae to have evolved from the probably polyphyletic group Desmoceratidae. Wright (1952) regards the family as having split off from Desmoceratidae late n the Cenomanian. The family is fairly common in the Turonian, however, and survived until well on into the Maestrichtian. The Malagasy Pachydiscidae have recently been subjected to monographic treatment y Collignon (1952), who based his studies on a large collection from Menabe. The richness of the fauna has permitted Collignon to draw several conclusions concerning the development of the family in the Turonian, Senonian and Maestrichtian. It is pointed out, that with he exception of doubtful uppermost Albian and Cenomanian occurrences, the Pachydiscidae begin in the Turonian and attain their maximum development in the Campanian, although the number of species known from the Maestrichtian is only a little less. Collignon ees in *Lewesiceras peramplum* (Mantell) the key to the origin of the mily. The Nigerian Cretaceous contains *Pachydiscus* cf. *stallauensis*

Imkeller from the Coniacian Bombe area in the upper part of the Mungo River formation and *Pachydiscus* aff. *stallauensis* Imkeller from the zone of *Libycoceras afikpoense* Reyment in the Maestrichtian Nkporo shale, south-eastern Nigeria.

Superfamily Hoplitaceae

This superfamily is not well represented in Nigeria. The various hoplitid faunas, so characteristic of the European Lower Cretaceous, are entirely lacking in the Cretaceous of West Africa. To date, only two families have been discovered, namely Engonoceratidae Hyatt in the Lower Turonian and Schoenbachiidae in the Cenomanian. Hoplitaceae includes a number of desmoceratid offshoots, which although distinct, generally resemble each other in ornament, suture, and a tendency to marked differentiation of the venter. Spath (1923, p. 67) noted, that the »occurrence of more or less homoeomorphous forms . . . makes it probable, as suggested below under »Hoplitidae» that groups of Desmoceratidae, taking on robust ornamentation, have from time to time replenished the hoplitid stock». Bearing in mind the possible polyphyletic origin of Desmoceratidae, in its turn successively derived from Phylloceratidae, this suggestion may not be far from the truth. Consequently, Parahoplitidae Spath, the earliest derived group, must be a polyphyletic family if this should also be the case for Desmoceratidae. Spath (1925, p. 83) is also inclined to consider Hoplitidae Douvillé to be polyphyletically derived from ornamented desmoceratids.

Family Engonoceratidae Hyatt, 1900

This family seems to be derived from Parahoplitidae through *Knemiceras* (Spath, 1931, p. 340) and *Deshayseites* with simplifying suture lines. The family includes so-called pseudoceratites, that is, shells characterized by simple sutural saddles and an increase in the number of elements. Wright (1952, p. 220) in discussing the origin of the family has pointed out that some Parahoplitidae have simplifying sutures. In West Africa the family is sparsely represented by a species of *Metengonoceras* (*Epengonoceras*) aff. *dumbli* (Cragin) which occurs in the Lower Turonian of north-eastern Nigeria (it is also known from Damergou, French Niger Territory).

Family Schloenbachiidae Spath, 1925

Schloenbachiidae split off from Hoplitidae late in the Upper Albian according to Spath (1928, p. 240) over successive lines and he considers *Anahoplites planus* (Mantell) as the direct forerunner of *Schloenbachia* (and also of *Lepthoplites* and *Pleurohoplites*). Wright (1952, p. 220) has livided the family into Schloenbachiinae s. str. and Forbesiceratinae see also Spath, 1928, p. 241) on the basis of whorl-shape, ornament ind complication of the suture line. The Nigerian Cretaceous contains single species of *Euhystrichoceras* Spath, 1923 (type species: *Amnonites nicaisi* Coquand) (Schloenbachiinae), a keeled schloenbachiid rom the Lower Cenomanian of the Odukpani formation, southastern Nigeria. The subfamily Forbesiceratinae Wright, 1952 is repreented by species of the genus *Forbesiceras* Kossmat, 1897 (type species: *1mmonites largilliertianus* d'Orbigny). These are *F. sculptum* Crick and '. aff. *conlini* Stephenson from the Upper Cenomanian zone of *Turrilites cheuchzerianus* in the Odukpani formation.

Superfamily Acanthocerataceae

The interrelationships of the various families of this superfamily ccurring in the Nigerian Cretaceous are shown in fig. 5. The indicaions are, that Brancoceratidae and Lyelliceratidae branched off from)esmoceratidae in the upper part of the Lower Albian. Spath (1942, p. 09) has shown more or less conclusively, that these two families had heir origin in the *Brancoceras* group. Furthermore, Lyelliceratidae ppears to have produced Acanthoceratidae at the close of the Albian. t should here be mentioned, that the Acanthocerataceae are the ominant superfamily in the Nigerian, as well as the West African retaceous. The superfamily ranged from the top of the Lower Albian to he end of the Cretaceous Period. It remains only to be pointed out that ie Acanthocerataceae are a very homogeneous, though sizeable, group.

Family Brancoceratidae Hyatt, 1900, Spath, 1934, Reyment, 1955 (synonym; Hystatoceratidae Hyatt, 1900).

Before proceeding further, the author's reasons for adopting this mily name in a recent monograph of the Nigerian Cretaceous amonoidea should be discussed. The author considers with Spath (1934, 465) that *Hystatoceras* Hyatt, 1900 is a synonym of *Brancoceras* einmann, 1881, not Hyatt, 1884 (see also Breistroffer, 1952, p. 267). yatt designated *Ammonites senequieri* d'Orbigny as type species of s *Hystatoceras* and even though this may be generically separable om the lectotype species of *Brancoceras* Steinmann, 1881 (*aegoceraides*) (see Spath, 1934, p. 467), *Hystatoceras* must be regarded as a nonym of *Brancoceras*. Two other recent synonyms of *Brancoceras* e *Parabrancoceras* Breistroffer, 1952 (which may be possible to retain a subgenus) and *Eubrancoceras* Breistroffer, 1952. The Brancoceralae are, in accordance with Wright (1952, p. 221), considered to conin the three subfamilies, Brancoceratinae s. str., Mojsisovicziinae

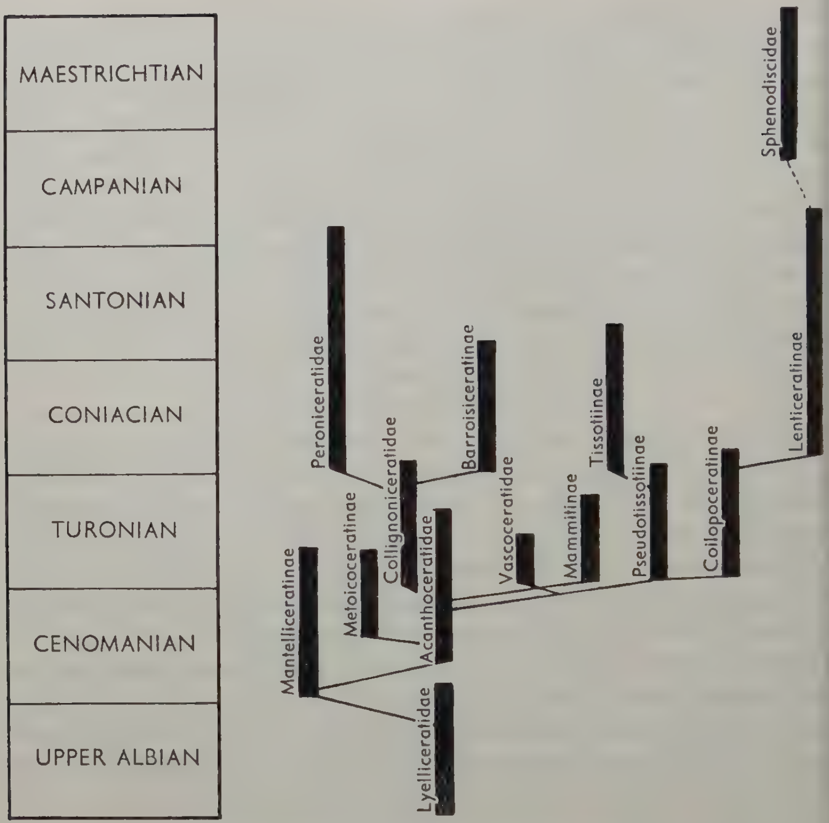


Fig. 5. Schematic diagram showing the author's views of the phylogenetical relationships within Acanthocerataceae.

Hyatt, 1900 and Mortoniceratinae Douvillé, 1912. Brancoceratidae first appeared late in the Lower Albian and became extinct in the Lower Cenomanian.

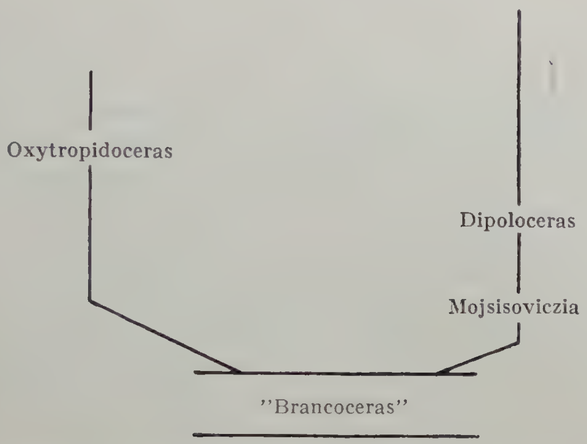
Subfamily Brancoceratinae s. str.
(synonym Hystatoceratinae Wright, 1952)

This subfamily consists of the Lower Gault genus *Brancoceras* Steinmann, 1881 (synonyms *Hystatoceras*, *Parabrancoceras*, *Eubrancoceras*; see above), the root stock of Brancoceratidae, and its direct successor. *Hysteroceras* Hyatt, 1900 (type species: *Ammonites varicosus* Sowerby). In this group lie thus the roots of subsequent brancoceratid evolution with the production of Mojsisovicziinae and later, Mortoniceratinae. Spath defines the Brancoceratinae as (1934, p. 465) »generally small, primitive . . . , with carina absent or feeble and transient on the inner whorls, which are characterized by a tendency to acquire capricorn (= presumably shaped liked the horns of a goat, present author's observation) ribbing, if only near the mouth border, and by very simple sutures». This definition could perhaps be added to, inasmuch as although some *Hysteroceras* certainly are feebly keeled on the inner whorls, there is a second group (the group of *Hysteroceras carinatum* Spath) in which the ribs do not coalesce on the venter and the keel persists. The older idea that *Brancoceras* and *Hysteroceras* are degenerate offshoots of keeled stock is now known to be erroneous (Spath, 1934, p. 466). The true picture in the case of Brancoceratinae is the reverse, for keeled stock have developed from unkeeled. This trend is clearly heralded by the cenogenetic appearance of keels on some juvenile *Hysteroceras*, with the assumption of *Brancoceras*-like ornament in the adult. This process appears to have been accelerated in brancoceratids for some *Hysteroceras* lost all vestiges of the *Brancoceras* type of ornament and were keeled throughout, and the very earliest stages of *Dipoloceras* and *Mortoniceras* are carinate. In the Brancoceratidae, the principal evolutionary trend seems to have been cenogenesis. Another development of this family was from the simple sutures of Brancoceratinae to the relatively complicated sutures of some Mortoniceratinae. With regard to the connection between degree of evolution and development in Brancoceratidae, it should be noted that although there was some tendency towards increase in degree of evolution coupled with increase in the height of the whorls, as shown by *Prohysteroceras* and more so by its derivative *Neoharpoceras*, the overall change was negligible and *Mortoniceras* (*Durnovarites*) Spath, a very late mortoniceratid, was as evolute and square-whorled as any of its ancestors. It might be asked why the various features of the suture line are not given greater importance in the systematics of this family or, for that matter, Acanthoceratacaeae as a whole. The fact is that in this superfamily the suture line in most cases shows great variation and instability within one and the same individual and this becomes particularly so in the case of short, dead-end lineages such as Brancoceratinae, Vascoceratidae, and Coilopoceratinae. Spath (1934, p. 468) in discussing this subject in connection with Brancoceratinae figured a large number of suture lines of *Hysteroceras* and allied forms (text-figs. 160, 161) in order to illustrate the great variation of certain features considered by older authors to be of considerable systematic importance (e. g. Douvillé, 1890, 1912). For example, the bifid or trifid subdivision of the first lateral lobe, the order of appearance of new incisions at the umbilical suture, the lituid internal lobe, the ceratitic saddles, the number of auxiliary lobes. Purely morphological characters like the ornament of the shell are certainly of no greater systematic importance than the suture line, but in the Brancoceratidae and the rest of Acanthocerataceae as a whole, the ornament is the most significant single diagnostic feature. The Nigerian Upper Albian has yielded the following species of *Hysteroceras* (zone of *Dipoloceras* aff. *bouchardianum*): *Hysteroceras* sp. nov.; (zone of *Hysteroceras binum*): *Hysteroceras binum* (Sowerby), *H.* aff. *binum* (Sowerby), *H. orbignyi* Spath, *H.* aff. *multifalcatum* (van Hoepen), and *H.* aff. *semileve* Haas.

Subfamily Mojsisovicziinae Hyatt, 1900

(synonymy: Dipoloceratidae Spath, 1921, Dipoloceratidae Spath, 1931 (in part), Dipoloceratidae Spath, 1934, Cechenoceratidae van Hoepen, 1941, Dipoloceratidae Haas, 1942)

Mojsisovicziinae Hyatt, 1900 must replace Dipoloceratinae Spath, 1921 etc. (see above), since *Mojsisoviczia* is a member of Spath's Dipoloceratinae 1921 and his Dipoloceratidae, 1931. The Nigerian Middle Albian is rich in oxytropidoceratids, the representatives of which strongly resemble certain Malagasy faunas described by Collignon. The author regards *Oxytropidoceras* Stieler, 1921 (synonym *Paroxytropidoceras* Breistroffer, 1951) (type species of *Oxytropidoceras: Ammonites roissyanus* d'Orbigny) as a distinct species, but *Androiavites* Collignon, 1936 (type species: *O.* (*Androiavites*) *besairiei* Collignon), *Manuaniceras* Spath, 1925 (type species: *Pseudophacoceras manuanense* Spath), and *Adkinsites* Spath, 1931 (type species: *Ammonites belknapi* Marcou) are based on too slight details of ornamental variation to permit anything but subgeneric distinction. According to Spath (1931, p. 352) this group has produced *Dipoloceras* by various transitions through, for example, the group of *D. delaruei* and the group of *D. cristatum* and has even given rise to *Mortoniceras* s. str. A more likely development seems to the present author to be as indicated on p. 63: Oxytropidoceratids have not been found in the well-studied Angolan faunas which seems to the present author to indicate the absence of all but the top of the Middle Albian. *Dipoloceras*, as also *Oxytropidoceras* s. l. are of wide geographical distribution and occur in America, India, Zululand, Madagascar, British West Africa, and Europe. The following species referable to this subfamily have been recovered from the Nigerian Albian: *O.* (*Oxytropidoceras*) cf. *bravoense* (Böse), *O.* (*Androiavites*) aff. *paucituberculatum* Collignon, *O.* (*A.*) cf. *besairiei* Collignon, *O.* (*Manuaniceras*) aff. *ornatum* Besairie, *O.* (*M.*) aff. *applanatum* Collignon, *O.* (*M.*) aff. *bösei* Knechtel, *Dipoloceras* sp. indet, *D.* aff. *bouchardianum* (d'Orbigny), and *D. quadratum* Spath. The *Oxytropidoceras* species are



ll from the zone of *O.* cf. *bravoense*, the remaining three from the zones
f *D.* aff. *bouchardianum* and *H. binum*. Haas (1942, p. 138) has at-
empted to reconstruct the phylogenetical relationships (see fig. 18)
etween the genera *Dipoloceras*, *Neokentroceras*, *Hysteroceras*, *Mortoni-*
eras, *Prohysteroceras*, *Elobiceras*, and *Neoharpoceras*. His interpreta-
ion loses much of its significance when it is remembered that Haas had
o field evidence for his assumptions concerning the order of the strata
he material was extracted from a few limestone blocks, the strati-
raphical orientation of which was unknown), and that the present
uthor has recently been able to demonstrate the true phylogenetical
onnexions of *Neokentroceras* (Reyment, 1955 d, p. 39). The frag-
entary state of the figured material suggests, that the fossils were
eposited in shallow-water, near-shore sediments. This would also
xplain the mixed nature of Haas' phylogenetic results, particularly
reworking be taken into account, even though »groups of extinct
eings of very different evolutionary stages can live within the same
unal assemblage» (Haas, 1942, p. 141). In short, Haas' conclusions
ncerning the connexions between *Neokentroceras* and the other genera
own in his diagram (fig. 18) are incorrect.

Subfamily Mortoniceratinae Douvillé, 1912

ynonymy: Inflaticeratidae Spath, 1921, Pervinquieriinae Spath, 1926,
restoceratidae van Hoepen, 1942, Cainoceratidae van Hoepen, 1942,
repanoceratidae van Hoepen, 1941, Erioliceratidae van Hoepen, 1955.)

The author follows Spath in believing *Ammonites vespertinus* Morton
be a genuinely identifiable species (cf. Reyment, 1955 d, p. 29; also
right, 1952, p. 221). *Mortoniceras vespertinum* is a normal trituber-

culate *Mortoniceras* and *Inflaticeras* Stieler, *Pervinquieria* Böhm and *Subschloenbachia* Spath are synonyms. The Mortoniceratinae represent the last group of Brancoceratidae and they are confined to the top of the Middle Albian and to the Upper Albian. In Spath's (1932) treatment of Mortoniceratinae no provision is made for *M.* (*Mortoniceras*), i. e. typical *Mortoniceras*, the name *Pervinquieria* being applied incorrectly instead. Spath (1942) has summed up his views on the evolution of the Brancoceratidae. Referring to table III (p. 707), it will be found that *Oxytropidoceras* is considered to begin very low down in the Middle Albian (at Folkestone it begins in the *monile* subzone). The derivation of *O.* (*Adkinsites*) in the middle of the Middle Albian and the separate derivation of *O.* (*Androiavites*) and *O.* (*Manuaniceras*) later does not seem probable, particularly as *Androiavites* and *Adkinsites* are hardly distinguishable from each other. The present writer considers *Oxytropidoceras* to be fairly closely connected with *Dipoloceras*. *Mortoniceras* branched off from the *Dipoloceras* lineage in late Middle Albian time and produced firstly the primitive bituberculate forms (for example, the group of *Mortoniceras pricei*) and later, trituberculate forms (for example, the group of *Mortoniceras inflatum*). As the present writer has been able to demonstrate (Reyment, 1955 d, p. 39), *Neokentroceras* Spath (type species: *N. curvicornu* Spath) is an offshoot of trituberculate *Mortoniceras* and is not derived from *Hysteroceras* (cf. Spath, 1942, p. 707; Haas, 1942, p. 141). The typical features of *Neokentroceras*, the bituberculation and the feeble ribbing, are thus cenogenetic. *Mortoniceras* (*Durnovarites*) Spath (type species: *Subschloenbachia perinflata* Spath) represents the final evolutionary product of this lineage, with *M.* (*Angolaites*) Spath (type species: *Subschloenbachia gregoryi* Spath) as an earlier side development. The derivation of *Elobiceras* Spath (type species: *Schloenbachia elobiensis* Szajnocha) directly from *Dipoloceras* is unlikely. The indications are that *Elobiceras* split off from *Mortoniceras* early in the Upper Albian. The distinctive spiral ornament of this genus (this is known in other ammonites — cf. Reyment, 1956) occurs in some *Mortoniceras* s. str. and more feebly in some Mojsisoviczinae. *Prohysteroceras* Spath (type species: *P. wordiei* Spath) gave rise to *Neoharpoceras* Spath (type species: *Ammonites hugardianus* d'Orbigny), but the two former genera did not, in West Africa at least, reach the top of the Upper Albian; both they and *Neoharpoceras* did not range beyond the zone of *E. lobitoense*. The following Mortoniceratinae have been collected from the Nigerian Albian, (zone of *Hysteroceras binum*): *M.* (*Mortoniceras*) *pricei* Spath, *M.* (*M.*) aff. *pricei* Spath, *M.* (*M.*) *subrotundum* (Spath), *M.* (*M.*) *kiliani* Lasswitz, *M.* (*M.*) cf. *romeri* (Haas), *M.* (*M.*) aff. *multicostatum* (van Hoepen), *M.* (*M.*) sp.

Elobiceras cf. *intermedium* Spath, *E.* cf. *subelobiense* Spath; (zone of *Elobiceras lobitoense* (Crick MS.) Spath; *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *evolutum* (Spath), *M.* (*M.*) *quadrinodosum* Spath, *M.* (*M.*) cf. *barbouri* (Haas), *M.* (*M.*) aff. *wintoni* (Adkins), *M.* (*M.*) cf. *pachys* (Seeley), *M.* (*M.*) cf. *nodoso-costatum* (van Hoepen), *M.* (*M.*) *evolutum amekaense* Reyment, *M.* (*Angolaites*) *gregoryi* (Spath), *Neoharpoceras densicostatum* Reyment, *Elobiceras* sp. indet., *Neokentroceras curvicornu curvicornu* Spath, *N. c. crassicornutum* Reyment, *Prohysteroceras wordiei* Spath, *P.* sp. juv., *Elobiceras lobitoense* (Crick MS.) Spath, *E.* aff. *densicostatum* (Crick MS.) Spath, *E. angustum* Spath, *E. newtoni* Spath; (zone of *Stoliczkaia africana* Pervinquière); *Mortoniceras* (*Durnovarites*) *depressum* Spath, *M.* (*D.*) *quadratum* Spath, *M.* (*D.*) *levecostatum* Reyment, *M.* (*D.*) *ishiaguense* Reyment.

Family Lyelliceratidae Spath, 1921

Lyelliceratidae includes few genera amongst which are *Lyelliceras* Spath, *Neophlycticeras* Spath, *Tegoceras* Hyatt (synonym = *Raulini- eras* Douvillé), *Budaiceras* Böse and *Stoliczkaia* Neumayr (see Spath, 931, p. 313) of which only the last-named is known from Nigeria. The amily includes forms showing a wide variety of ventral differentiation — ulcate periphery, siphonal tuberculation, and strongly ribbed venters — hus showing a remarkable degree of plasticity in the stock. The author grees with Spath that the resemblance between certain *Lyelliceras* and *Brancoceras* is greater than, as Jacob (1908) wrote, between certain *Dipoloceras* and *Lyelliceras* (for example, between *Dipoloceras delaruei* nd *Lyelliceras gevreyi*) and therefore the probability of the common rigin of Lyelliceratidae and Brancoceratidae from the *Brancoceras* roup of forms is greater than from the *Dipoloceras* group. Lyelliceraidae are considered to have given rise to the Cenomanian family canthoceratidae and in Central Europe, *Stoliczkaia* Neumayr (type pecies: *Ammonites dispar* d'Orbigny) is known to range into the Cenoianian. The connexion between Lyelliceratidae and Acanthoceratidae nay be considered to be through *Submantelliceras*, but as Spath (1931) as pointed out, Douvillé's (1912, pp. 296—297) derivation of Acanthoceratidae from the Barremian family Pulchelliidae on the basis of the symmetry of the first lateral lobe is incorrect (cf. Reyment, 1956). *toliczkaia* is represented in Nigeria by the species *S. africana* Per- inquière, which occurs sparsely in the uppermost part of the Albian, shiagu, Ogoja Province.

Family Acanthoceratidae de Grossouvre, 1894

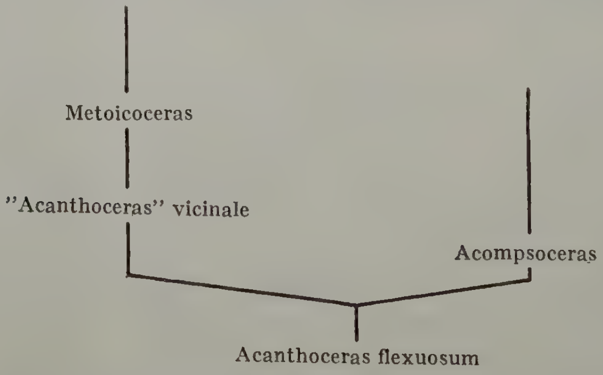
The author follows Wright (1952) in believing the above family to ave been derived from Lyelliceratidae early in the Cenomanian (see fig. 5). It is well represented in the Nigerian Upper Cretaceous where the subfamilies Mantelliceratinae, Metoicoceratinae, Mammitinae, and Acanthoceratinae s. str. occur. The family ranged from the Lower Cenomanian into the Upper Turonian; it produced Vascoceratidae late in the Cenomanian or early in the Turonian (Reyment, 1955, p. 62) and gave rise to Tissotiidae (Reyment, 1955 d, p. 70) and probably Collignoniceratidae (fig. 5) about the same time.

Subfamily Mantelliceratinae Hyatt, 1903

This family is believed to have split off from Lyelliceratidae at the beginning of the Cenomanian (Wright, 1952, p. 215) and, as already has been mentioned above (p. 65), seems to be connected with that family through many transitions. In its turn, Mantelliceratinae appears to have produced Acanthoceratinae (probably through such forms as *Eucalycoceras lymense* Spath and *Calycoceras newboldi* (Kossmat); cf. Spath, 1926, p. 427). As far as is known, the subfamily is poorly represented in Nigeria where *Calycoceras* sp. indet. (cf. Reyment, 1955 d, p. 47) has been collected from the zone of *Turrilites scheuchzerianus* in the Odukpani formation. A poorly preserved specimen referable to the genus *Sharpeiceras* has recently been found in the same zone.

Subfamily Metoicoceratinae Hyatt, 1903

This subfamily is represented in Nigeria by the genera *Metoicoceras* Hyatt (type species: *Ammonites swallovi* Shumard) and *Acompsoceras* Hyatt (type species: *Ammonites bochumensis* Schlüter), both of which occur in the Cenomanian of south-eastern Nigeria. The author considers the relationships within this subfamily to be as follows: The



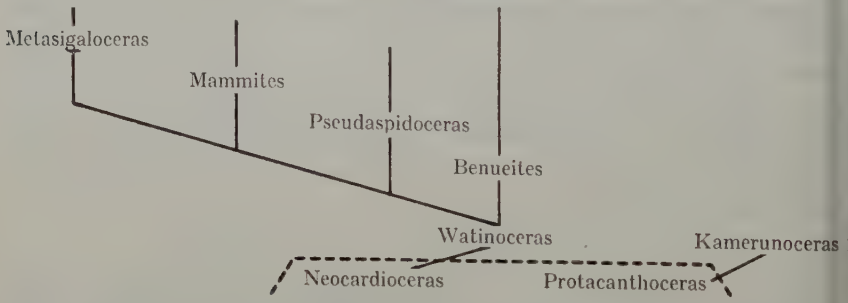
group of compressed acanthoceratids of *Acanthoceras flexuosum* Crick is thought to have produced Metoicoceras on the one hand, through the group of »*Acanthoceras*» *vicinale* (Stoliczka), and *Acompsoceras* on he other hand. *Acompsoceras* lies nearer to the acanthoceratid ancestor is is shown by the weakly keeled, crenulate venter. The following pecies have been identified from the Upper Cenomanian zone of *Turrilites scheuchzerianus*, Odukpani formation, south-eastern Nigeria: *Metoicoceras* aff. *ornatum* Moreman, *M.* aff. *latoventer* Stephenson and *Acompsoceras* sp. nov.

Subfamily Acanthoceratinae s. str.

Acanthoceratinae is derived directly from Mantelliceratinae by ncrease in the strength of the tuberculation and development of the iphonal row of tubercles and, in many cases, suppression of the ribbing see p. 65). The late Upper Cenomanian to Upper Turonian derivative f *Acanthoceras*, *Romaniceras* Spath, 1923 (type species: *Ammonites everiai* d'Orbigny) usually exhibits an increase in the number of tuberles. The Nigerian Upper Cretaceous contains the following members f this subfamily; from the Cenomanian zone of *Turrilites scheuchzerianus* (Odukpani formation): *Acanthoceras* sp. juv., *A.* aff. *hippoastanum* (Sowerby); from the zone of *Romaniceras uchauxiense* Collignon (Mungo River formation): *Romaniceras uchauxiense* Collignon, *R.* aff. *deverioide* (de Grossouvre), and *R.* cf. *deveriai* (d'Orbigny) from he probable northwesterly extension of this zone near Arochuku in he Lower Cross River area. The present writer believes, that the roots f many of the variable families, particularly of the Lower Turonian, e in Acanthoceratinae. Thus Vascoceratidae branched off from Acanhoceratinae through *Nigericeras* in the beginning of the Lower Turonian; Mammitinae is probably directly derived, as also Pseudotissoinae, from Acanthoceratinae; Collignoniceratidae split off in late enomanian time. These relationships are more closely discussed under he pertinent headings.

Subfamily Mammitinae Hyatt, 1900

The status of this group has only recently become relatively clear, ainly owing to the evidence of the Nigerian Lower Turonian material. he subfamily is considered by the author to contain the genera *Pseudasidoceras* Hyatt, 1903, *Mammites* Laube and Bruder, 1887, *Watinoceras* arren, 1930, *Benueites* Reyment, 1954, *Kamerunoceras* Reyment, 54, and *Metasigaloceras* Hyatt, 1903, all of which except the last-med genus occur in the Nigerian Lower Turonian. As the writer has inted out on a previous occasion (Reyment, 1954 c, p. 248), the ccession of Nigerian ammonite faunas, particularly in the Turonian, likely to provide a valuable key to detailed correlation in the wide thyan region. This hope will, however, not be realized until the variable Lower Turonian derivatives of Acanthoceratidae are securely classified. The connexion with *Acanthoceras* is through *Neocardioceras* Spath, which by loss of the siphonal row of tubercles, has resulted in *Watinoceras* Warren (type species: *W. reesidei* Warren) and later, *Benueites* Reyment (type species: *B. benueensis* Reyment), the general trend being marked by degeneration of the ornament. The author considers the last-named genus to mark the end of the lineage. It might be held that *Benueites* had hoplitid ancestry, since the ventral sulcus of the genus together with the ornament does bear a certain resemblance to some hoplitids, but clear transitions from *Watinoceras* through such forms as *W. reesidei* and *B. spinosus* of *Benueites* clearly indicate the relationship. *Mammites* Laube and Bruder (type species: *Ammonites nodosus* Schlotheim) is an offshoot of typical *Watinoceras* through probably such a form as *W. coloradoense* (Henderson). *Pseudaspidoceras* Hyatt (type species: *Ammonites footeanus* Stoliczka) and *Metasigaloceras* Hyatt (type species: *Ammonites rusticus* Sharpe) are probably side developments of this evolutionary trend. The position of *Kamerunoceras* Reyment is not quite clear, but it may well prove to be an offshoot of *Neocardioceras* or a close relative, such as *Protacanthoceras* (a late Cenomanian form), of much the same nature as *Benueites*, but which has retained the siphonal row of tubercles. Summing up the above observations the development of Mammitinae might have been:



The following species are known from the Nigerian Turonian. Zone of *Pachyvascoceras costatum* Reyment, lowermost Turonian: *Pseudaspidoceras paganum* Reyment (northeastern Nigeria), *P. curvicostatum* Reyment (southeastern Nigeria), *Mammites dixeyi dixeyi* Reyment, *M. d. laevis* Reyment; zone of *Kamerunoceras eschii* (Solger): *Mammites mutabilis mutabilis* Reyment, *M. m. benueensis* Reyment, *M.* cf. *afer* Pervinquière, *Watinoceras* aff. *reesidei* Warren, *W.* aff. *amudariense* (Arkhanguelsky), (Reyment 1955 c, p. 425), *Benueites spinosus* Reyment, *B. benueensis* Reyment, *Kamerunoceras jacobsoni* Reyment, *K. eschii* (Solger).

Family Vascoceratidae Douvillé, 1912

The very homogeneous nature of this group makes it unnecessary nd even impossible to recognize subdivisions of subfamilial level. The amily is richly represented in the Nigerian Lower Turonian, particularly the lowermost zone. The following genera are recognized as elonging here: *Vascoceras* Choffat, 1898, *Pachyvascoceras* Furon, 935, *Paramammites* Furon, 1935, *Paravascoceras* Furon, 1935 (= *Paracanthoceras* Furon, 1935, cf. Reyment, 1955 d, p. 63), *Plesiovascoceras* Spath, 1926, *Nigericeras* Schneegans, 1943, *Thomasites* Pervinquière, 907, *Fagesia* Pervinquière, 1907, *Neoptychites* Kossmat, 1895, *Gomeoceras* Reyment, 1954, *Ezilloella* Reyment, 1954, and *Spathites* Kummel and Decker, 1954. This family has branched off from Acanthoeratinae by way of *Nigericeras* Schneegans (type species: *N. gignouxi* Schneegans). Although this may not be apparent judging from the auna figured by Schneegans (1943), it becomes more so if the transiional form (cf. »the transitional and often 'unplaceable' early forms f a group» (Wright, 1952, p. 217) as represented by the species *Nigerieras ogojaense* Reyment, be subjected to examination. This species etains its acanthoceratid ornament into the adult and is relatively trongly ornamented even on the body chamber. There is, in fact, nuch to be said for including this genus with Acanthoceratinae intead of Vascoceratidae. By loss of ornament *Nigericeras* either directly r indirectly produced the other members of this family (cf. Reyment, 954 c, p. 260; 1955 d, p. 62). The various trends within this group ave been discussed by the author on previous occasions and there is o need to repeat these ideas here. It is believed by the writer that Pseudotissotiinae and Vascoceratidae have had their origin in the ame group, in probably some form closely related to, but ancestral to *Nigericeras* Schneegans. The close connection between Vascoceratidae nd Pseudotissotiinae is shown by the similarity between early *Pseudossotia* (*Bauchioceras*) Reyment and early *Gombeoceras* (Reyment, 954 a, p. 150). *Gombeoceras* comprises rather inflated forms with disant, subdued siphonal, ventrolateral and occasional umbilical tubercles, ut usually after an early stage with virtually no ribs; late forms of nis genus tend to be more compressed (*G. subtenue* Reyment, for xample). *P.* (*Bauchioceras*) on the other hand, includes more compressed, higher whorled ammonites in which the rows of ventrolateral nd siphonal tubercles rapidly fuse into continuous keels, moreover the bs, which are equipped with stronger bullae than is the case with *ombeoceras*, generally persist a little longer than in *Gombeoceras*. The rly forms of the subgenus *Bauchioceras* tend to have somewhat more inflated flanks and an arched to fastigate venter, thus bearing considerable resemblance to *Gombeoceras*. The Vascoceratidae are mainly confined to the Nigerian zone of *Pachyvascoceras costatum*, i. e., the lower zone of the Lower Turonian. The following species have been described and figured: Zone of *P. costatum; Nigericeras ogojaense* Reyment, *Gombeoceras gongilense* (Woods), *G. subtenue* Reyment, *G. koulabicum* (Kler), *G. ? bulbosum* Reyment, *Vascoceras nigeriense* Woods, *Pachyvascoceras costatum* Reyment, *P. proprium proprium* Reyment, *P. p. plenum* Reyment, *P. globosum* Reyment, *Paravascoceras* aff. *chevalieri* (Furon), *Ezilloella ezilloensis* Reyment; zone of *Kamerunoceras eschii; Neoptychites perovalis* (von Koenen), *N. telingaeformis* Solger, *N. crassus* Solger. The wide horizontal distribution of the Vascoceratidae makes them eminently suitable as zone fossils, particularly from the point of view of world-wide correlation. For further comments on this subject the reader is referred to two recent papers by the author (Reyment, 1954 c and 1955 d).

Family Collignoniceratidae (Hyatt, 1900), Wright and Wright, 1951
(syn. Prionotropidae Hyatt, 1900, Prionocyclidae Haas, 1948)

This family appears to have diverged from Acanthoceratidae very late in the Upper Cenomanian through such forms as *Selwynoceras* Warren and Stelck (type species: *S. boreale* Warren and Stelck). As far as is known at present, the Nigerian Cretaceous is without representatives of Collignoniceratinae s. str., but the other subfamily referred here, Barroisiceratinae Basse, 1947, is well distributed. The constitution of the subfamily has been discussed by the present writer on two occasions (Reyment, 1954 c; 1955 d) and it is here proposed to restrict discussion to the phylogeny of this group. Barroisiceratinae has usually been placed as a subfamily of Tissotiidae Hyatt since strongly ornamented *Tissotia* often resemble certain barroisiceratids. Certain Upper Turonian *Subprionocyclus* (cf. Reyment, 1955 d, p. 67) are directly transitional to typical *Barroisiceras* and have an obliquely trifid first lateral saddle as in *Diaziceras*. Consequently Barroisiceratinae is more correctly grouped under Collignoniceratidae. Much of the basis for grouping *Barroisiceras* with Tissotiidae appears to have arisen through false attribution of certain *Barroisiceras* to *Tissotia* (Reyment, 1956).

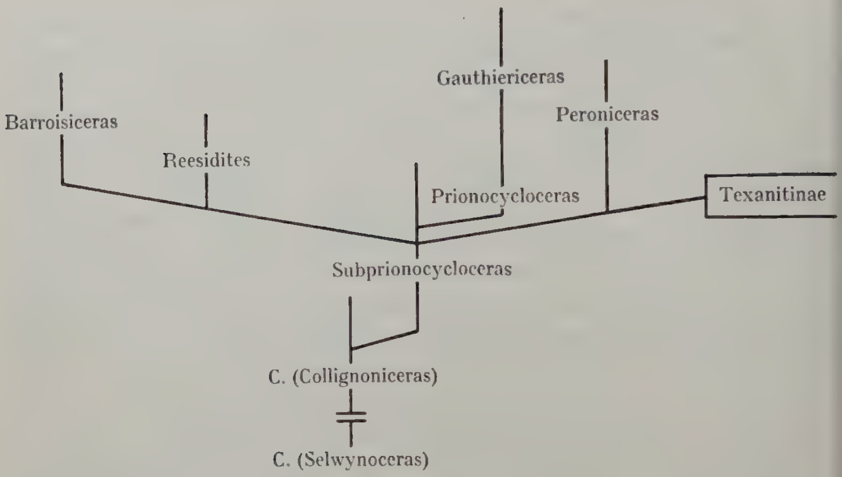
Subfamily Barroisiceratinae Basse, 1947

The author, with Basse (1947), recognizes two main groups within *Barroisiceras* s. l. — forms with and forms without mediolateral tubercles. In a recent work (Reyment, 1955 d), the *Barroisiceras* without mediolateral tubercles were referred to *Barroisiceras* s. str. with the subgenera *Barroisiceras* and *Texasia.* Those forms which have mediolateral tubercles are grouped into the genus *Forresteria* with the subgenera *Forresteria*, *Reesideoceras* and *Harleites. Solgerites* Reeside (= *Piveteauoceras* Basse, cf. Reyment, 1954 c, p. 265) is regarded as a separate genus. The following species are known from the Coniacian zone of *Tissotia latelobata* Solger. *B.* (*Barroisiceras*) sp. indet., *F.* (*Forresteria*) *serrata* Reyment, *F.* (*Reesideoceras*) *camerounensis* (Basse), *F.* (*Harleites*) *harlei* (de Grossouvre), *Solgerites tuberculatus* Reyment, *S. brancoi* (Solger), *S. armatus* (Solger). The Nigerian barroisiceratids are known mainly from south-eastern Nigeria and the Cameroons, but *S. armatus*, *S. tuberculatus*, and *F.* (*H.*) *harlei* occur in north-eastern Nigeria. This subfamily is entirely Coniacian in age.

Family Peroniceratidae Hyatt, 1900

This family is here considered to consist of the subfamilies Peroniceratinae s. str. and Texanitinae Collignon, 1948. The author considers that Peroniceratidae diverged from Collignoniceratidae either late in the Upper Turonian or very early in the Coniacian. *Collignoniceras* (*Selwynoceras*), through such a form as *C.* (*S.*) *boreale* Warren and Stelck, has produced *Collignoniceras* s. str., which in the Turonian, at a fairly late stage, seems to have given rise to *Subprionocyclus* through such a form as *C. carolinum* (Schlüter). *Subprionocylus* seems to have produced many Coniacian derivatives and connexions may be seen between this group and Texanitinae, *Peroniceras*, *Gauthiericeras*, *Prionocycloceras*, *Reesidites* and *Barroisiceras.* The present writer is inclined to the view that the relationship between *Peroniceras* and *Gauthiericeras* may not be as close as has often been considered to be the case. *Prionocycloceras* is reasonably certainly the ancestor of *Gauthiericeras*, as for example, is indicated by the group of *P. guyabanus* (Steinmann) in which the keel tends to become continuous, as in *Gauthiericeras*, but the recent find of a quadrituberculate *Peroniceras* in Nigeria (Reyment, 1955 d, p. 91) rather suggests direct connexion with *Subprionocyclus* and close relationship to Texanitinae, as is particularly shown by the nature of the tuberculation, bullate umbilical tubercles, bullate mediolateral and inner ventrolateral tubercles and a row of clavate outer ventrolateral tubercles. The possible development of the group may be represented as shown in the figure on p. 72.

Peroniceratidae is fairly well represented in the Nigerian Senonian where species of *Gauthiericeras* de Grossouvre, 1894 (type species: *Ammonites margae* Schlüter), *Peroniceras* de Grossouvre, 1894 (type species: *Peroniceras moureti* de Grossouvre) and *Texanites* Spath, 1932 (type species: *Ammonites texanus* Römer) occur.



Subfamily Peroniceratinae s. str.

This subfamily is represented in the Coniacian (zone of *Tissotia latelobata*) of Nigeria and the Cameroons by the following species: *Peroniceras dravidicum* (Kossmat), *P. czörnigi* (Redtenbacher), *P.* aff. *cocchi* (Meneghini), *P. latelobatum* Riedel, *P.* cf. *westphalicum australe* Venzo. *Gauthiericeras* occurs as a single new species, here referred to as *G*? aff. *propoetidum* (Redtenbacher), but differs somewhat from that species in being more densely ribbed and more finely tuberculated. It was collected from south of Odukpani, south-eastern Nigeria.

Subfamily Texanitinae Collignon, 1948

Collignon erected a family, Texanitidae, on the basis of rich Malagasy collections, for the group of »*Ammonites texanus*». The present author believes the group to be too closely connected with Peroniceratinae to permit more than subfamilial distinction. The Texanitinae includes such genera and subgenera as *Texanites* Spath, *Parabevahites* Collignon, *Bevahites* Collignon, *Submortoniceras* Spath, *Menabites* Collignon, *Bererella* Collignon, *Australiella* Collignon, and *Delawarella* Collignon. The subfamily is represented in the Cameroons by two species from the zone of *Texanites* cf. *quattuornodosus* in the upper part of the Mungo River formation, namely, *T.* cf. *quattuornodosus* (Lasswitz) and *T.* aff. *soutoni* (Baily). This latter species was originally referred doubtfully to *Submortoniceras* Spath by the writer (1955 d), but recent investigations show that *Ammonites soutoni* Baily is really a *Texanites* of Santonian age

Family Tissotiidae Hyatt, 1900

Tissotiidae comprises the subfamilies Coilopoceratinae Hyatt, 1903, Pseudotissotiinae Hyatt, 1903, Tissotiinae s. str., Lenticeratinae Hyatt, 1900. As Wright (1952, p. 221) has stated, Tissotiidae may be polyphyletic, but with Barroisiceratinae now grouped with Collignoniceratidae, a good deal of the uncertainty of the connexions within the family has been cleared up. The family ranges from Lower Turonian to Campanian and is important in the Nigerian Cretaceous. The probable interrelationships of the West African genera belonging to this family were diagrammatically represented by the author in a recent paper (Reyment, 1955 d, text-fig. 31).

Subfamily Pseudotissotiinae Hyatt, 1903

This subfamily contains the following genera and subgenera: *Pseudotissotia* (*Pseudotissotia*) Péron, *P.* (*Bauchioceras*) Reyment, *P.* (*Wrightoceras*) Reyment, *C.* (*Choffaticeras*) Pervinquière, *C.* (*Leoniceras*) Douvillé, and *Plesiotissotia* Péron. Pseudotissotiinae is derived from Acanthoceratidae through *Bauchioceras* (type species: *Hoplitoides nigeriensis* Woods), which phylogenetic connexion has already been discussed under Vascoceratidae. *Bauchioceras*, by slight modifications probably produced *Pseudotissotia* Péron (type species: *Ammonites galliennei* d'Orbigny) and by strong modification of the ventral keel (through *P.* (*B.*) *tricarinata* (Reyment)), gave rise to *Choffaticeras* Hyatt (type species: *Pseudotissotia meslei* Péron), thence *Leoniceras* Douvillé (type species: *P.* (*Choffaticeras*) *luciae* Pervinquère). *Wrightoceras* Reyment type species: *Bauchioceras* (*Wrightoceras*) *wallsi* Reyment) a subgenus of *Pseudotissotia* that lacks a central keel, appears to provide the connecting link with Coilopoceratinae through *Hoplitoides* von Koenen, he young of which have either tabulate or concave venters. Pseudoissotiinae gave rise to Tissotiinae over *Choffaticeras* in the Upper Turonian. This view is supported by the discovery of an ammonite epresenting a transition between *Choffaticeras* and *Tissotia* in the Upper? Turonian of north-eastern Nigeria (Reyment, 1955 d, pl. 16, igs. 2 a, b). It is fastigate and is on the inner whorls tricarinate. The ollowing species and genera belonging to Pseudotissotiinae are known rom the Nigerian Turonian. All are either definitely members of, or robably connected with, the zone of *Pachyvascoceras costatum* Reyment at the bottom of the Nigerian Turonian. *Pseudotissotia* (*Bauchioeras*) *nigeriensis* (Woods), *P.* (*B.*) *tricarinata* (Reyment), *P.* (*Wrightoeras*) *wallsi* (Reyment), *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) *spathi* Reyment, nd *Choffaticeras* (*Leoniceras*) cf. *massipianum* (Pervinquière).

Subfamily Coilopoceratinae Hyatt, 1903

The subfamily Coilopoceratinae comprises the three genera *Glebosoceras* Reyment, *Coilopoceras* Hyatt, and *Hoplitoides* von Koenen. As noted above, this group is probably derived from Pseudotissotiinae by way of *Bauchioceras;* it is characterized by the extreme width of the first lateral saddle. Within the subfamily it appears *Glebosoceras* (type species: *Glebosoceras glebosum* Reyment), with its galleate whorl section at all stages, is more closely related to *Coilopoceras* (type species: *Coilopoceras colleti* Hyatt) than to *Hoplitoides* (type species: *Neoptychites ingens* von Koenen), which in the young, and occasionally into relatively mature stages, bears a truncated or tabulate venter, although adult *Coilopoceras* closely resemble adult *Hoplitoides*. Stratigraphically, *Coilopoceras* and *Glebosoceras* begin their ranges below *Hoplitoides*, so it seems probable, that all three are separate offshoots of the same coilopoceratid ancestor. *Glebosoceras appears* to be confined to the Lower Turonian, but *Coilopoceras* and *Hoplitoides* are known from the Coniacian. The following species are known from the Nigerian and Cameroons Turonian. *Glebosoceras glebosum* Reyment, *Glebosoceras* sp. nov., *Coilopoceras* aff. *lesseli* Brüggen, *C.* sp. indet., *C.* aff. *colleti* Hyatt, *Hoplitoides* cf. *wohltmanni* (von Koenen), *H. koeneni* Solger, *H. ingens ingens* (von Koenen), *H. i. costatus* Solger, *H. i. laevis* Solger, *H. gibbosulus gibbosulus* (von Koenen), *H. g. bipartitus* Solger, *H. g. makurdiensis* Reyment, *H. crassicostatus* Reyment. All of these species belong to the zone of *Kamerunoceras eschii* (Solger). A single species of *Coilopoceras*, *C.* sp. nov., is, however, known from north-eastern Nigeria from the zone of *Pachyvascoceras costatum.* In south-eastern Nigeria, the Coilopoceratinae are found mostly in the Mungo River formation, upper part of the Eze-Aku shale, and in the limestone at Makurdi.

Subfamily Lenticeratinae Hyatt, 1903
(synonym, Eulophoceratidae Hyatt, 1903)

Lenticeratinae, as originally conceived by Hyatt, was meant for *Lenticeras*, *Paralenticeras* and *Platylenticeras* (the last-mentioned is a Valanginian craspeditid). In the present writer's opinion the subfamily comprises the genera *Eulophoceras* Hyatt, *Lenticeras* Gerhardt, *Paralenticeras* Hyatt, *Pseudoschloenbachia* Spath, and *Diaziceras* Spath. The phylogenetical connections of Lenticeratinae are not yet clear and it is possible, that the subfamily has been derived from late Collignoniceratidae. On the other hand, there appears to be a connection with

Coilopoceratinae. The Nigerian Cretaceous contains *Eulophoceras* sp. from the zone of *Tissotia latelobata* Solger in the Awgu-Ndeaboh shale of south-eastern Nigeria.

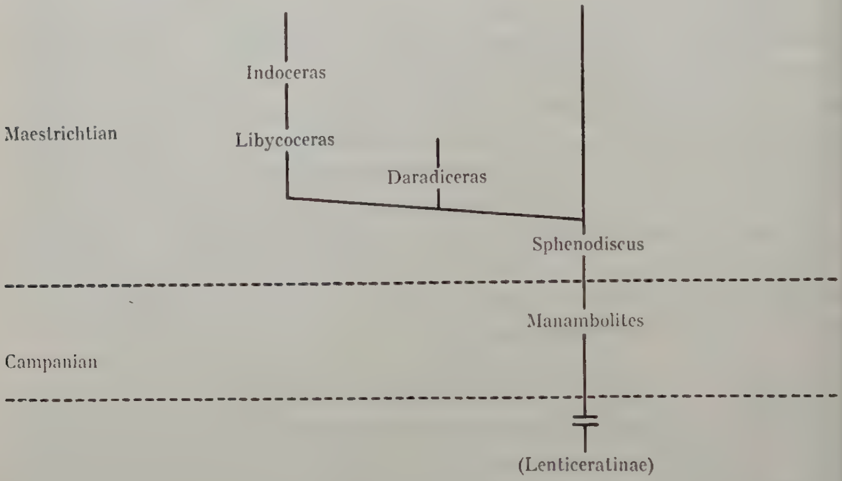
Subfamily Tissotiinae s. str.
(synonym Buchiceratidae Hyatt, 1903)

As already indicated earlier on, the Tissotiinae appear to have been derived from Pseudotissotiinae through passage forms from *C.* (*Choffaticeras*). The considerable likeness between strongly ornamented *Tissotia* (type species: *Buchiceras tissoti* Bayle) and certain Barroisiceratinae has in the past led to the inclusion of the latter family in Tissotiidae. The zone of *Tissotia latelobata* Solger in south-eastern Nigeria and the scuthern Cameroons has yielded the following species; upper part of the Mungo River formation: *T. latelobata* Solger, *T. polygona* Solger. *T.* sp. juv.: Awgu-Ndeaboh shale: *T. awguensis awguensis* Reyment, *T. a. collignoni* Reyment, *T. a. falconeri* Reyment, *T. latelobata* Solger, *T.* cf. *polygona* Solger.

Family Sphenodiscidae Hyatt, 1900

This family includes the genera *Libycoceras* Zittel, *Sphenodiscus* Meek, *Daradiceras* Tessier and Sornay, *Manambolites* Hourcq, *Coahuilites* Böse, *Paciceras* Olsson, and *Indoceras* Noetling. Although it seems clear that this family was derived from Tissotiidae, the actual link is not so certain. Pseudotissotiinae may have supplied the ancestor directly, but there seems to be more possibility of Lenticeratinae having been the immediate connection, Another possibility, which is, however. less likely, may be Tissotiinae. The family is represented in the Nkporo shale, south-eastern Nigeria by the species: *Sphenodiscus* aff. *lobatus* (Tuomey), *Sphenodiscus* sp., and *Libycoceras afikpoense* Reyment. This latter species is numerous where found and occurs also abundantly in the Enugu shale and the overlying Lower Coal Measures. *Libycoceras* cf. *ismaelis* (Zittel) occurs near Gombe, north-eastern Nigeria (Reyment, 1954 d, p. 503) and *Sphenodiscus* cf. *pleurisepta* (Conrad) has been found in the Upper Coal Measures of western Nigeria and is the highest ammonite occurrence in Nigeria. A fragmentary ammonite probably referable to *Daradiceras* has been collected from the Sokoto area of north-western Nigeria. As regards the relationships within Sphenodiscidae there is not very much that can be said. *Indoceras* is usually regarded as being the last member of the family to appear and it may well have been derived from *Libycoceras*, which first appeared lower down in the Maestrichtian, through such a form as *L. afikpoense* Reyment, in which the typically keeled venter of

Libycoceras becomes broadly rounded as in *Indoceras*. *Libycoceras* seems to have been derived from *Sphenodiscus*. *Daradiceras* appears to be closely related to *Libycoceras* and does thus not belong to Engonoceratidae, as suggested by Sornay and Tessier (1949, p. 246). The possible relationships for part of Sphenodiscidae seem to the author to be as follows:



Other Fossils

The following section contains a short review of the lamellibranchs, gastropods, and echinoids identified by the author from the Nigerian Cretaceous and Tertiary. Most of the Upper Cretaceous lamellibranchs and gastropods were described and figured in a recent paper (Reyment, 1955 b), the other fossils are being treated in a paper at present in preparation. Many of the lamellibranchs and gastropods described and figured by Riedel (1932) were collected by the author in 1953 and listed in a paper on the stratigraphy of the Cameroons (Reyment, 1955 a): details of these species are not repeated below.

Lamellibranchiata

Family Arcidae: *Trigonarca angolensis* Rennie (Awgu-Ndeaboh shale, Nkporo shale; Coniacian-Maestrichtian), *Trigonarca* spp. (Makurdi area; Lower Turonian). Family Cucullaeidae: *Pseudocucullaea lens* Solger (Awgu-Ndeaboh shale, Nkporo Shale; Coniacian-Maestrichtian). *Cucullaea* cf. *woodsi* Newton (Arafu area; Upper Albian). Family Mytilidae: *Modiolus* cf. *typicus* (Forbes) (Makurdi area; Lower Turonian). *Modiolus* (*Brachidontes*) sp. (Awgu-Ndeaboh shale; Coniacian). Family Plicatulidae; *Plicatula* cf. *multiplicata* von Koenen (Awgu-Ndeaboh shale; Coniacian). *P. multicostata* Forbes (Makurdi area; Lower Turonian). *P. flattersi* Coquand (Awgu-Ndeaboh shale; Coniacian. *P. ibo* Reyment (Nkporo shale; Maestrichtian). *P.* sp. (Makurdi area; Lower Turonian). Family Ostreidae: *Ostrea praelonga* Sharpe (north-eastern Nigeria; Turonian). *O.* cf. *forgemolli* Coquand (Cross River area; Upper Turonian. *O. vesicularis* Lamarck (Awgu-Ndeaboh-shale; north-eastern Nigeria; Coniacian-Maestrichtian?). *Lopha semiplana* (Sowerby) (Makurdi area, Awgu-Ndeaboh shale; Lower Turonian-Coniacian). This species has been collected from the Maestrichtian deposits of Sokoto in north-western Nigeria). Family Limidae; *Lima* (*Plagiostoma*) *pseudohörnesi* Riedel (Makurdi area, Awgu-Ndeaboh shale; Lower Turonian-Coniacian). *Pseudolimea* cf. *gaultina* (Woods) (Arafu area; Upper Albian). Family Isognomonidae: *Isognomon* **tiv** sp. nov. Holotype, the example figured in Reyment, 1955 b, p. 137, pl. II, fig. 3. This species is now known to be common in the limestone of the Makurdi area. The specific name is derived from the Tiv tribe, Benue Province (noun in apposition). (Makurdi area; Lower Turonian). *Inoceramus niger* (Riedel) ex Heinz. (Awgu-Ndeaboh shale; Coniacian). *I. bantu* (Riedel) ex Heinz (Awgu-Ndeaboh shale, Nkporo shale; Coniacian-Maestrichtian). *I.* aff. *labiatus* Schlotheim (Eze-Aku shale; Turonian). *I. coxi* Reyment (Upper Coal Measures; Maestrichtian). *I.* sp. (Makurdi area; Lower Turonian). Family Pectinidae: *Pecten* (*Camptonectes*) cf. *curvatus* Geinitz (Odukpani formation; Cenomanian), *Neithea tricostata* (Coquand) (Arafu area; Upper Albian). Family Pholadomyacidae: *Pholadomya vignesi* Lartet (Arafu area; Upper Albian). Family Cardiidae: *Venericardia nauliensis* Cox (Awgu-Ndeaboh shale; Coniacian). *V. crossensis* Reyment (Nkporo shale; Maestrichtian). Family Cyprinidae: *Veniella undata* (Conrad) (Awgu-Ndeaboh shale, Nkporo shale; Coniacian-Maestrichtian). This species has now been identified by the uthor in material from Gilbedi, Sokoto Province of Maestrichtian ge). *Agelasina plenodonta* Riedel (Nkporo shale; Maestrichtian). Family Astartidae: *Astarte awensis* Woods (Awe area, Eze-Aku shale, Nkporo shale; Lower Turonian-Maestrichtian). Family Lucinidae: *Lucina* cf. *pharaonis* Bellardi (Sokoto area; Eocene). Family Veneridae: *Anofia aro* Reyment (Nkporo shale; Maestrichtian). *Aphrodina* (*Meso-allista*) *andersoni* (Newton) (Nkporo shale; Maestrichtian). *A.* (*M.*) *iedeli* Reyment (Awgu-Ndeaboh shale; Coniacian). *A. quenseli* Reyment (This species has recently been identified by the author in material rom Dukumaje, Sokoto Province; Maestrichtian (Reyment, 1955 c, . 426)). Family Cardiidae: *Cardium subperobliquum* Riedel (Awgu-Ndeaboh shale, Nkporo shale; Coniacian-Maestrichtian). Family Poromyidae: *Liopistha* sp. (Icheri River area; Lower Turonian). Family

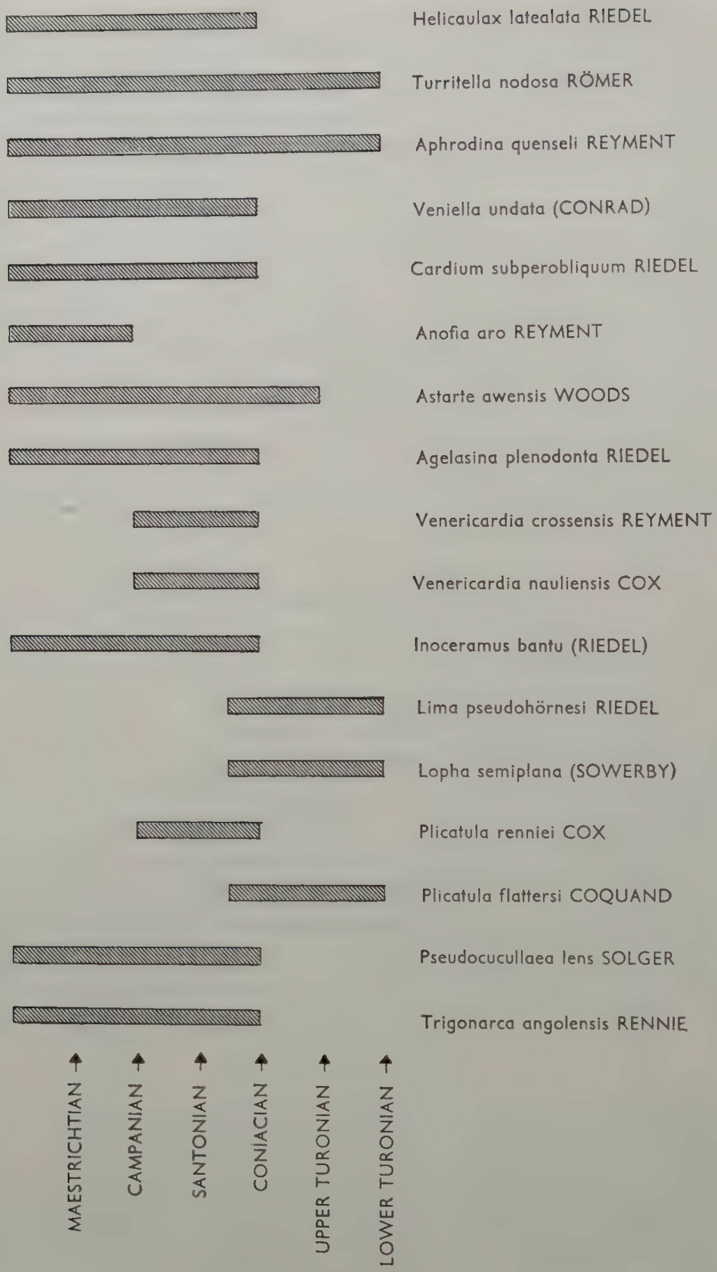


Fig. 6. Diagram showing the stratigraphical ranges of some species of West African lamellibranchs and gastropods.

Hiatellidae: *Panopea* cf. *gurgitis* (Brongniart) (Abakaliki area; Upper Albian). Family Anatinidae: *Anatina agassizi* d'Orbigny (Abakaliki rea; Upper Albian).

Gastropoda

Family Turritellidae: *Turritella nodosa* Römer (Awgu-Ndeaboh shale, Nkporo shale; Coniacian-Maestrichtian). Family Aporrhaidae: *Helix aulax* cf. *latealata* Riedel (Nkporo shale; Maestrichtian). Family Volu- idae: *Volutomorpha? mungoensis* Reyment (Awgu-Ndeaboh shale- Coniacian). *Volutoderma* aff. *plicatula* Dall (Nkporo shale; Maestrichtian);

Echinoderma, etc.

The following species of echinoids have been recently identified by he writer in material from northern Nigeria; they are being described nd figured in a paper destined for publication in the near future. *Epiaster* sp. (Arafu area; Upper Albian). *Linthia sudanensis* Bather Sokoto area; Paleocene?). *Plesiolampas saharae* Bather (Sokoto area; Paleocene?). *Micropedina olisiponensis* (Forbes) (Gongila; Lower Turonian). The rare coral genus *Rhizangia* has been found in the Middle Albian of Tiv Division, Benue Province.

Provenance of the fossils

This subject has already been discussed at length in previous papers o which the reader is referred, particularly Reyment (1955 b, 1955 d). Iost of the material was collected by the author from various localities 1 south-eastern Nigeria and the Southern Cameroons.

V. Comparison with other Cretaceous Faunas

It is here proposed to condense several scattered observations on ne relationships of the Nigerian molluscan faunas made previously y the author.

West Africa

As is only to be expected, there is considerable agreement between ne Nigerian and Angolan faunas, particularly between the faunas, of e Albian and the Maestrichtian and there are many species common both areas. Of particular interest is the occurrence of *Elobiceras* in oth places, Nigeria being the most northerly occurrence of the genus on e African continent, to which it appears to be restricted. The species, *obiceras newtoni* Spath, originally described from Portuguese East rica is also known from the Arafu area, Benue Province, northern geria, although it has not yet been definitely recorded from Angola.

The Angolan Albian is less complete than the Nigerian and can be correlated with the upper three zones only. The following species occur in both Albian deposits: *Dipoloceras quadratum* Spath, *Prohysteroceras wordiei* Spath, *Neokentroceras curvicornu* Spath, *Elobiceras lobitoense* (Crick MS.) Spath, *Elobiceras angustum* Spath, *Mortoniceras* (*Angolaites*) *gregoryi* Spath, *M.* (*Mortoniceras*) *evolutum* (Spath), *M.* (*M.*) *subrotundum* (Spath), *M.* (*Durnovarites*) *depressum* Spath, *M.* (*D.*) *quadratum* Spath. There can be little doubt that the uppermost zone of the Albian is represented in Angola and it is therefore strange, that *Stoliczkaia* has not been recovered from these deposits. The Angolan Cenomanian is unfortunately not well known, but Haas has recorded a species of *Sharpeiceras* which is not unlike the poorly preserved specimen recently found in the Upper Cenomanian of the Odukpani formation. *Romaniceras* is fairly common in the Nigerian Upper? Turonian and occurs also in Angola. The Senonian deposits have yielded a poorly preserved texanitid of doubtful age. The species *Didymoceras hornbyense* (Whiteaves), originally described from northern Canada, has been figured by Haughton (1925) from Angola and recorded again on later occasions by other authors, is very common in the Nigerian Lower Maestrichtian. Haughton's identification of the species has been questioned by some writers in the past. Whilst working at the British Museum (Natural History), London, the present author compared topotype specimens of *Didymoceras hornbyense* from Hornby Island with Nigerian and Angolan material and is convinced that all are conspecific. The generic aspect of the Angolan Maestrichtian further resembles the Nigerian in that species of *Libycoceras*, *Sphenodiscus*, *Bostrychoceras*, and *Baculites* occur in both places, although none of these are common to the two areas. Spath (1951) has listed some typical Campanian species from the Angolan sequence and it is strange, that no definite Campanian faunas have yet been identified in Nigeria, particularly since the faunal succession in both places is otherwise so similar. The lamellibranch species *Neithea tricostata* (Coquand) from the Upper Albian of the Arafu district, northern Nigeria, is also known from Angola where it occurs in both the Albian and the Cenomanian? *Pholadomya vignesi* Lartet, also from Arafu, occurs in the Albian of Angola, where it is associated with the closely related species *P. collambi* Coquand and *P. pleuromyaeformis* Choffat. It is of interest to note, that *Elobiceras newtoni* Spath, already remarked on in the above, occurs in association with *P. vignesi* in both Portuguese East Africa and at Arafu (here the fauna occurs in mineralized limestones connected with the Arafu lead-zinc deposit). The echinoid from Arafu, recorded in the foregoing as *Epiaster* sp., is related to *Epiaster catumbellensis* de

Loriol, but the area below the periproct is concave and the lateral petals tend to diverge more widely; *E. catumbellensis* is known from the Albian or Cenomanian of Angola. The Nigerian form is also closely related to *Epiaster angolensis* Haughton, but the posterior end is more truncated, although the greatest height is just behind the apical disc, contrary to *E. catumbellensis*. Moving on to a consideration of the younger lamellibranch faunas we find, that *Trigonarca angolensis* Rennie, originally described from the Campanian? of Angola, ranges from Coniacian to Maestrichtian in Nigeria. The Lower Turonian ostreid *Exogyra olisiponensis* Sharpe found commonly in north-eastern Nigeria, has also been identified from Angola. The widely distributed African Senonian and Maestrichtian lamellibranch *Veniella undata* (Conrad) (generally referred to various »species» of the synonym of *Veniella*, *Roudaireia* (cf. Reyment, 1955 b, p. 142)), which ranges from the Coniacian to the Maestrichtian in Nigeria, occurs in the Campanian? of Angola. *Aphrodina* (*Mesocallista*) *andersoni* (Newton), a Nigerian Maestrichtian form, has been described from the Campanian? of Angola.

Cretaceous molluscs from Gabon were treated by Lombard (1930). Although the collection described is clearly not very representative, everal points of similarity with Nigeria and the Cameroons, to the north, can be distinguished; this is particularly true of the lamellibranchs. No fossils older than Lower Turonian have yet been recorded n the literature as far as the present author has been able to ascertain. Similarity with the Nigerian Lower Turonian faunas is indicated by he presence of *Choffaticeras* (*Choffaticeras*), *Pseudotissotia* (*Bauchioeras*), and *Fagesia*, the latter genus having been recently found in orth-eastern Nigeria in company with many other vascoceratids. The present author (Reyment, 1955 d) has recently identified *Pseudossota* (*Wrightoceras*) *wallsi* (Reyment) in a collection from the neighbourhood of Libreville, made available by the Shell D'Arcy Petroleum Development Company of Nigeria Ltd. The Coniacian of Gabon and he Cameroons contains *Peroniceras dravidicum* Kossmat, originally escribed from India (Stoliczka, Kossmat). The genus *Gauthiericeras* ccurs in both south-eastern Nigeria and the area under discussion. f correlative importance is the presence of the typically Nigerian nd Cameroons barroisiceratid genus *Solgerites* at Pointe Milango, abon. There is, furthermore, a doubtful record of *Texanites* (recorded s *Mortoniceras Texanum* Roemer, Lombard, 1930, p. 300). It is of terest to record the presence of *Hoplitoplacenticeras* sp. indet. from he Libreville area. It was identified by the author in the collection entioned above and is indicative of the Campanian. A glance at the mellibranch faunas recorded by Lombard also assists in the correlation of the two regions under consideration. The Cameroons Coniacian species (not yet identified from Nigeria) *Trigonarca camerunensis* Riedel (figured as *Arca* (*Trigonarca*) *Maresi* (Coquand), Lombard, 1930, p. 300, pl. xxxii, figs. 1 a, 1 b) occurs in the Campanian? of Fausse Point Noire. Another Cameroons and Nigerian Coniacian-Maestrichtian species, *Inoceramus bantu* (Riedel) ex Heinz (recorded as *Inoceramus regularis* d'Orbigny, Lombard, 1930, p. 303, pl. xxxii, fig. 2) is known from the Fernan Vaz Lagoon area; another common species of this genus is *Inoceramus labiatus* Schlotheim. *Lopha semiplana* (Sowerby), known from the Lower Turonian and Coniacian of Nigeria, occurs in the Campanian? of the Fausse Point Noire area. *Anofia aro* Reyment (identified as *Meretrix* (*Cyprimeria*) cf. *oldhamiana* Stoliczka, Lombard, 1930, p. 311, pl. xxxiii, figs. 4, 5 a, 5 b) is present in the Maestrichtian of south-eastern Nigeria and the Campanian? of Gabon.

The fossiliferous Cretaceous succession in the Gold Coast begins with a poorly preserved fauna considered by Cox (1952) to be of Cenomanian age. None of the species recorded have been encountered in Nigeria. There is apparently a considerable stratigraphical break above these beds, for the next stratigraphical level recorded contains a fairly rich fauna of Campanian? lamellibranchs and gastropods of which several have been found in the Nigerian succession. The species common to both areas are: *Pseudocucullaea lens* Solger, which ranges from Coniacian to Maestrichtian in Nigeria, *Plicatula renniei* Cox, which occurs in the Coniacian and Santonian of the Mungo River formation, *Lopha semiplana* (Sowerby), which ranges from Lower Turonian to Coniacian in Nigeria, *Venericardia nauliensis* Cox, a Coniacian species in Nigeria, a *Venericardia* that may be conspecific with *V. crossensis* Reyment, *Veniella undata* (Conrad), which ranges from the Coniacian to Maestrichtian in Nigeria, *Aphrodina* (*Mesocallista*) *andersoni* (Newton), which appears to be confined to the Maestrichtian of south-eastern Nigeria, and *Turritella nodosa* Römer, a gastropod species that ranges from Coniacian to Maestrichtian in Nigeria. Tessier (1952) has recorded *Lopatinia* sp., *Veniella undata* (Conrad) (identified as *Roudaireia drui* Munier-Chalmas), *Daradiceras gignouxi* Sornay and Tessier, and *Sphenodiscus corroyi* Sornay and Tessier from western Senegal, a considerable distance to the north-west of the Nigerian occurrences. When the faunas of Senegal become better known a greater degree of correspondence with Nigeria will probably be found.

Niger Territory, North Africa and the Middle East

The fossiliferous sedimentary sequence in Niger Territory begins with the Upper Cenomanian which contains the single diagnostic amnonite *Neolobites vibreyanus* (d'Orbigny). This species has not yet been ound in Nigeria, and it suggests a connection with the North African enomanian where *Neolobites* occurs. The Turonian contains numerous ommon ammonite genera, *Nigericeras*, *Vascoceras*, *Pachyvascoceras*, *aravascoceras*, *Gombeoceras*, *Pseudotissotia* (*Bauchioceras*), and *Coilopo- eras*, but the number of species common to the Niger Territory and orth-eastern Nigeria is surprisingly small. The absence of *Pseudas- idoceras* is, however, unexpected, since this genus is almost universally ssociated with the above-listed type of assemblage. The species of *igericeras* found are all more advanced evolutionarily than *N. ogo- aense* from south-eastern Nigeria. The common Nigerian species *seudotissotia* (*Bauchioceras*) *nigeriensis* (Woods), which occurs widely n north-eastern and south-eastern Nigeria, has been recorded from he Damergou area. *Paravascoceras* aff. *chevalieri* (Furon) is known from he Eze-Aku shale, south-eastern Nigeria. It is thus apparent from ne general similarity of the faunas, that during the Lower Turonian, here was an inlet which extended in a narrow belt over south-eastern igeria and north-eastern Nigeria into the Damergou area. No record f Upper Turonian or Senonian fossils from this district has yet come o hand and the Maestrichtian is known from the eastern part of the rench Sudan, which adjoins Niger Territory. *Libycoceras ismaelis* ittel) has been identified from here. It seems probable, that there as a direct connection with the Maestrictian of Gombe Division (Rey- ent, 1954 d, p. 503) (with *Libycoceras* cf. *ismaelis*) rather than with uth-eastern Nigeria, where another species of *Libycoceras* occurs. n alternative explanation, less likely in the writer's opinion, is that e eastern French Sudan Maestrichtian deposits are connected with ose of Senegal and that this area and Nigeria were separate sedi- entary basins during the Maestrichtian. The fact that *Libycoceras* unknown in the Dakar area, where *Sphenodiscus* and *Daradiceras* cur (these being unknown in the eastern French Sudan) seems to gue against this latter suggestion.

The North African Albian sequence as represented in Tunisia (Per- nquière, 1907) begins considerably earlier than the Nigerian. The mber of species found in both countries is particularly small, but of nsiderable importance is the occurrence of the diagnostic uppermost bian species *Stoliczkaia africana* Pervinquière in the top zone of the gerian Albian. *Turrilites*, *Euhystrichoceras*, *Forbesiceras*, *Acantho- ras*, and *Acompsoceras* are present in the Cenomanian. The Turonian s much the same generic components as the Nigerian and the follow- g genera are common to both areas: *Pseudotissotia* (*Wrightoceras*), *ammites*, *Pseudaspidoceras*, *Fagesia*, *Vascoceras*, *Pachyvascoceras*,

Table 2

Distribution of Nigerian and Cameroons Cretaceous mollusca in other countries

Species	Angola	Portug. E. Afr.	Gabon	Gold Cst	Senegal	Niger Terr.	Tunisia	Algeria	Madagascar	Sth. Africa	Colombia	Canada	Peru	U.S.S.R. (Turkestan)	Texas	England and W. Europe	India
Elobiceras newtoni Spath		+															
» lobitoense (Crick MS.) Spath	+																
» angustum Spath	+																
Dipoloceras quadratum Spath	+																
Prohysteroceras wordiei Spath	+																
Neokentroceras curvicornu Spath	+																
Hysteroceras orbignyi Spath									+	+						+	
» binum (Sowerby)	+								+							+	
Mortoniceras (Angolaites) gregoryi Spath	+																
» (Mortoniceras) evolutum (Spath)	+									+							
» » subrotundum (Spath)	+																
» » kiliani (Lasswitz)									+						+	+	
» » quadrinodosum Spath									+	+						+	
» » pricei (Spath)										+						+	
» (Durnovarites) depressum Spath	+								+								
» » quadratum Spath	+																
Stoliczkaia africana Pervinquière							+										
Anisoceras perarmatum Pictet and Campiche																+	
Turrilites scheuchzerianus Bosc																+	
» costatus Lamarck																+	+
» tuberculatus Bosc																+	+
Desmoceras latedorsatum (Michelin)									+							+	+
Forbesiceras sculptum Crick										+						+	
Pachyvascoceras costatum Reyment													+				

» (Bauchioceras) nigeriensis (Woods)						+											
Romaniceras uchauxiense Collignon									+							+	
Neoptychites telingaeformis Solger									+								
Solgerites brancoi (Solger)											+		+				
Forresteria (Harleites) harlei (de Grossouvre)																+	
Peroniceras dravidicum (Kossmat)			+														+
» czörnigi (Redtenbacher)								+								+	
Hoplitoides ingens (von Koenen)							+				+						
Didymoceras hornbyense (Whiteaves)	+											+					
Turritella nodosa Römer				+												+	+
Ostrea vesicularis Lamarck						+			+							+	
Lima (Plagiostoma) pseudohörnesi Riedel													+				
Anatina agassizi d'Orbigny									+							+	
Pseudocucullaea lens Solger				+													
Plicatula renniei Cox				+													
Venericardia nauliensis Cox				+													
Neithea tricostata (Coquand)	+						+	+		+							
Pholadomya vignesi Lartet	+						+	+		+							
Trigonarca angolensis Rennie	+																
Exogyra olisiponensis Sharpe	+						+										
Veniella undata (Conrad)	+			+	+		+			+							
Aphrodina andersoni (Newton)	+			+						+							
Anofia aro Reyment			+														
Trigonarca camerunensis Riedel			+														
Inoceramus bantu (Riedel) ex Heinz			+														
Lopha semiplana (Sowerby)			+	+												+	
Gyrodes tenellus Stoliczka																	+
Pinna latecostata Stoliczka																	+
Plicatula hirsuta Coquand							+	+					+				+
Modiolus flagellifera Forbes								+									+
Cardium pauli Coquand								+									
Plicatula flattersi Coquand							+	+									

Paramammites, Choffaticeras s. str. *C.* (*Leoniceras*), and *Neoptychites*. *Mammites* cf. *afer* Pervinquière has been found in the zone of *Kamerunoceras eschii* (Solger) in south-eastern Nigeria. The Algerian Turonian has yielded species of *Romaniceras, Hoplitoides, Neoptychites* and *Mammites*, which fauna appears to correspond to the upper two zones of the Nigerian Turonian. The Coniacian contains *Hoplitoides, Peroniceras, Barroisiceras* s. l. and *Tissotia*, which are also known from Nigeria and the Cameroons. The species of *Hoplitoides* referred to in the above seems to be identical with *H. ingens* (von Koenen), known in West Africa from only the upper part of the Lower Turonian, a considerable range for the species. This is one of the few occurrences that suggests that the genus *Hoplitoides* ranged into the Coniacian. Pervinquière (1907) attributed a Tunisian fauna with *Bostrychoceras, Sphenodiscus* and *Texanites* s. l. to the Campanian, but it clearly represents both Maestrichtian and Campanian. The Cretaceous faunas of the area are similar to those of Libya and Egypt. The Maestrichtian of these latter two countries contains *Libycoceras*, which apparently does not occur in Tunisia. *Neithea tricostata* (Coquand) occurs in the Albian and Cenomanian of Algeria and Tunisia, but appears to be confined to the Upper Albian in Nigeria. The widespread African species *Pholadomya vignesi* Lartet, known from the Upper Albian of Nigeria, occurs in the Albian and Cenomanian of Algeria, Tunisia, Sudan and Palestine. Another Nigerian lamellibranch species that occurs widely in Northern Africa and Syria is *Exogyra olisiponensis* Sharpe. This species is not found in the Nigerian Cenomanian, but is found in beds belonging to that stage in North Africa and Syria. *Veniella undata* (Conrad) has been recorded from the Senonian of Palestine, the Upper Senonian of Egypt, and the Senonian of Tunisia. In Nigeria, it ranges from Coniacian to Maestrichtian.

Madagascar and South Africa

Collignon's work on the rich ammonite faunas of Madagascar has greatly assisted in clarifying many ammonitological problems. Fortunately, it has been possible to trace a considerable correspondence between the Malagasy and Nigerian Albian, although later faunas are less readily correlated. In particular, the zonal system proposed by Collignon for the Malagasy Albian is applicable to Nigeria where oxytropidoceratids are of relatively common occurrence. Species found in both regions include: *Hysteroceras orbignyi* Spath, *Hysteroceras binum* (Sowerby), *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *kiliani* (Lasswitz), *M.* (*M.*) *quadrinodosum* Spath, and *M.* (*Durnovarites*) *depressum* Spath. Closely related species of *Oxytropidoceras* s. str., *O.* (*Manuaniceras*) and *O.*

(*Androiavites*) also occur. The South African Albian contains much the same genera as the Nigerian (*Mortoniceras* s. str., *M.* (*Durnovarites*), *Oxytropidoceras* s. str., *O.* (*Manuaniceras*), *Dipoloceras* and *Hysteroceras*). *Mortoniceras* (*Durnovarites*) *quadratum* (Spath), *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *evolutum* (Spath), *M.* (*M.*) *pricei* (Spath) are found in both places as well as some closely related species of *Mortoniceras* s. str. The lamellibranch species *Cucullaea woodsi* Newton, originally described from the Albian of Manuan Creek, Zululand, is found in Nigeria as that or a closely related species. Another common Albian species from the Manuan Creek is *Neithea tricostata* (Coquand). *Pholadomya vignesi* is known from the South African Albian. The occurrence of *Panopea* cf. *gurgitis* (Brongniart) in south-eastern Nigeria provides a further connection with South Africa and also with Madagascar, from whence Collignon has figured an example (1949, p. 24, pl. 3, figs. 7, 7a) that very closely resembles the Nigerian specimen. *Anatina agassizi* d'Orbigny is another Malagasy species found in Nigeria. The Cenomanian of Madagascar has yielded several large faunas that include the genera *Euhystrichoceras*, *Forbesiceras*, *Turrilites*, *Acanthoceras*, and *Calycoceras*, found also in Nigeria. The South African Cenomanian contains three species of *Forbesiceras*, one of which, *F. sculptum* Crick, also is found in Nigeria. *Romaniceras uchauxiense* Collignon and other species of *Romaniceras* closely related to Nigerian forms, occur n the Turonian of Madagascar and south-eastern Nigeria, also *Neoptychites telingaeformis* Solger. *Coilopoceras* and *Hoplitoides*, although rare, are also known from the Turonian sequence in Madagascar. The vascoceratid horizon of the basal Turonian in Nigeria and other parts of the world does not appear to have been duplicated in Madagascar, nd the aspect of the fauna suggests an Upper Turonian age, with probably the upper part of the Lower Turonian. The vascoceratid genus *Paramammites* appears, however, to be present. The Coniacian species *Forresteria alluaudi* (Boule, Lemoine and Thévenin) has a close relative n the Nigerian species *F. serrata* Reyment. The uncertain stratigraphic anges of *Eulophoceras* and *Texanites* s. l. has occasioned uncertainty n dating the Senonian of Natal; both genera first appear, however, in he Coniacian, which is, moreover, confirmed by the Nigerian occurences. The Malagasy Senonian contains an exceedingly rich fauna of mmonites, referable to Texanitinae, which is not duplicated in any ther part of the world. The West African Santonian has yielded only few species of Texanitinae, amongst which is a form closely related o *Texanites soutoni* (Baily), a South African Middle to Upper Senonian orm. *Veniella undata* (Conrad) has been recorded from the Campanian? f South Africa. *Aphrodina andersoni* (Newton) from the Maestrichtian of south-eastern Nigeria is another South African species. The Lower Maestrichtian of Madagascar contains principally representatives of Pachydiscidae and Kossmaticeratidae, not easily correlated with Nigerian faunas, although the Upper Maestrichtian has yielded a species of *Sphenodiscus.*

The North and South American Continents

The Cretaceous sequence in South America is still imperfectly known and for this reason attempts at correlation must be approximate. The little-studied Lower Turonian of Brazil contains *Pachyvascoceras* and *Pseudaspidoceras.* The Upper Cretaceous of Colombia, which is in many respects strikingly similar to that of Nigeria and the Lower Turonian, contains *Mammites afer* Pervinquière and *Coilopoceras lesseli* Brüggen, closely related species of which occur in south-eastern Nigeria. The Coniacian has yielded species of *Barroisiceras* s. str. and *Forresteria* (*Harleites*), as well as *Solgerites brancoi* (Solger), a Cameroons species, and *Hoplitoides* cf. *ingens* (von Koenen). *Solgerites brancoi* has also been recorded from the Lower Turonian of Peru and Venezuela. Species of the lamellibranch genus *Pseudocucullaea* have been found in Venezuela, Brazil and Peru, all of which, in the present author's opinion, are closely related to *P. lens* Solger. The widely distributed species *Exogyra olisiponensis* Sharpe has also been reported from North and South America. The Nigerian Lower Turonian-Coniacian species *Lima pseudohörnesi* Riedel is fairly common in the Peruvian Coniacian? The Peruvian Andes have an Albian fauna containing principally oxytropidoceratids of which *O.* (*Manuaniceras*) *bösei* (Knechtel) is closely related to a Nigerian form. *Tissotia steinmanni* Lisson is a near connection of *T. latelobata* Solger from the Coniacian of the Mungo River formation in the Cameroons. *Pachyvascoceras costatum* Reyment is probably also present in the Lower Turonian of Peru.

The Cretaceous sequence in the Gulf of Mexico is in many respects similar to that of West Africa. The Texan Albian contains a rich fauna of brancoceratids with *Dipoloceras*, *Prohysteroceras*, *Mortoniceras*, (including *M. kiliani* (Lasswitz), and *Oxytropidoceras.* Another important Albian genus is *Stoliczkaia*, which indicates the presence of uppermost Albian. It is of interest here to note the presence of a form in the Nigerian Albian closely similar to the group of *Mortoniceras wintoni* (Adkins). The Cenomanian faunas contain related species of *Euhystrichoceras*, *Turrilites*, and *Metoicoceras* as well as *Acanthoceras.* The similarity of the Lower Turonian faunas of Texas and Nigeria is particularly striking. The following genera are shared: *Pseudotissotia* (*Bauchioceras*), *P.* (*Wrightoceras*), *Vascoceras*, *Pachyvascoceras*, *Mammites*, *Pseudaspido-*

eras, *Neoptychites*, and *Paramammites*. The interesting derivative of *ombeoceras*, *Spathites*, not known from Nigeria, is also worth men-ioning. Although *Hoplitoides* does not appear to occur in U. S. A. the losely related genus *Coilopoceras* is well represented; close relatives of *. novimexicanum* Hyatt and *C. colleti* Hyatt are known from the Nige-ian Turonian. The Maestrichtian rocks of the Gulf Coast contain *achydiscus* and *Sphenodiscus* and two American representatives of the atter genus, *S. lobatus* (Tuomey) and *S. pleurisepta* (Conrad), have near elations in Nigerian species. The Canadian Lower Turonian genus *atinoceras* is found in the lower beds of the Mungo River formation, outhern Cameroons, where a form closely resembling *W. reesidei* arren occurs (cf. Reyment, 1955 c, p. 425). The Maestrichtian species *idymoceras hornbyense* (Whiteaves), which also occurs in Angola, is bundant in the Nigerian Maestrichtian. The presence of *Inoceramus* *biatus* Schlotheim in the Lower Turonian of Canada offers an interest-ng correlative possibility.

Europe, Asia, and the Indo-Pacific Area

The standard Albian succession at Folkestone has yielded a number f forms that have also been identified from Nigeria. The Nigerian lbian, however, lacks all the hoplitids, so common in the English ault, as well as representatives of the Phylloceratidae, Lytoceratidae nd Desmoceratidae. The following species are found in the Albian f both Nigeria and England: *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *pricei* Spath, *. (M.) kiliani* (Lasswitz), *M.* (*M.*) *quadrinodosum* Spath, *Hysteroceras* *rbignyi* Spath, *H. binum* (Sowerby) and *Anisoceras perarmatum* Pictet nd Campiche. It will be readily seen that none of these species are rms confined to the English Albian, but all are of very wide dis-ibution. *Elobiceras* is unknown in the European Albian and seems be confined to Africa. A species of lamellibranch approximating ther closely to *Pseudolimea gaultina* (Woods) from the English Gault as been found in south-eastern Nigeria together with *Elobiceras* *ewtoni* Spath.

Recent discoveries have made it possible to carry out fairly accurate rrelation with the European Cenomanian. *Turrilites scheuchzerianus* osc is a common fossil of the European Upper Cenomanian and *uhystrichoceras* occurs in the Lower Cenomanian Warminster beds southern England. *Anisoceras perarmatum* Pictet and Campiche, entioned in the foregoing as being a Nigerian uppermost Cretaceous ecies, has been doubtfully recorded from the English *varians* zone in rset (Wright and Wright, 1951, p. 14). The following English (and ropean) forms have been identified by the author in Nigerian Cenomanian material: *Turrilites costatus* Lamarck, *T. tuberculatus* Bosc, *T. scheuchzerianus* Bosc, *Desmoceras latedorsatum* (Michelin), *Forbesiceras sculptum* Crick (originally described from South Africa), a form close to *Acanthoceras hippocastanum* (Sowerby) as well as species of the genera *Sharpeiceras*, *Calycoceras*, and *Acompsoceras*. It is of interest to note, that *Metoicoceras* does not appear in the English Upper Cretaceous until the Turonian (*plenus* subzone) although in both Nigeria and U. S. A. it first makes its appearance in the top of the Upper Cenomanian. The rich Nigerian Turonian faunas permit close correlation with the European. Strangely enough, the genus *Metoicoceras*, which has the main part of its vertical distribution in the Lower Turonian, has not yet been found in the Nigerian Turonian. The English Turonian contains *Mammites*, *Pseudaspidoceras*, *Romaniceras*, *Fagesia*. In Portugal, the Lower Turonian contains *Vascoceras*, *Pachyvascoceras*, *Pseudaspidoceras*, *Paramammites*, *Fagesia*, and *Choffaticeras* (*Leoniceras*). The Cenomanian has yielded *Turrilites costatus* Lamarck, *Acanthoceras* spp., and *Neolobites vibreyanus* (d'Orbigny) (known from French Niger Territory but not Nigeria). *Mortoniceras* s. str. appears to occur in the Albian. The Lower Turonian of Spain presents a slightly different aspect, but again resembles the Nigeria faunas in part. Genera common to both areas are *Mammites*, *Paramammites*, *Pachyvascoceras*, *Neoptychites*, and *Pseudotissotia* (*Wrightoceras*). The Senonian faunas of Western Europe differ in lacking some of the African *Barroisiceras* s. l. in the Coniacian and the typical African genus *Libycoceras* has not been recorded from the Maestrichtian. The English *mucronata* subzone contains *Bostrychoceras*, and species of *Pachydiscus*, no sphenodiscids having yet been discovered. The Lower Senonian (*coranguinum* zone) contains rare examples of the genus *Texanites* s. str. *Eulophoceras*, which occurs in the Coniacian-Campanian of Madagascar and South Africa and the Coniacian of Nigeria (zone of *Tissotia latelobata*), is apparently represented in the Spanish Coniacian. Sphenodiscids occur in parts of Western Europe thus indicating the presence of high Maestrichtian. *Gombeoceras koulabicum* (Kler) occurs in the Lower Turonian of both Turkestan (U. S. S. R.) and Nigeria. A *Nigericeras* similar to *N. ogojaense* Reyment has also been recorded. *Watinoceras amudariense* (Akhanguelskey) is closely related to a form from the lower beds (Lower Turonian) of the Mungo River formation, Southern Cameroons. The number of lamellibranch species of use for long-distance correlations becomes noticeably less outside the African sphere, although ammonites remain of almost undiminished value. *Panopea gurgitis* (Brongniart) is known from the English Lower Cretaceous as is also *Anatina agassizi* d'Orbigny, an important species in the African Lower Cretaceous.

Modiolus typicus (Forbes), doubtfully recorded from the Nigerian Lower Turonian, was originally described from India. Another species of use for correlation is *Lopha semiplana* (Sowerby), a species originally recorded from Europe and which is known to range from Lower Turonian to Maestrichtian. Another European ostreid is *Ostrea vesicularis* Lamarck, a form which ranges from Coniacian to Maestrichtian in Nigeria. The European Turonian species *Inoceramus labiatus* Schlotheim occurs doubtfully in the Nigerian Turonian. The European gastropod *Turritella nodosa* Römer ranges from the Upper Turonian to the Upper Senonian in Europe and occurs in the Cenomanian of Southern India.

It is of interest to note the presence of *Gyaloceras* in both Nigeria and Queensland, although the latter occurrence is reported to be Aptian. *Prohysteroceras* has also been recorded from the Albian of Queensland. A link with the Japanese Cenomanian is provided by the ubgenus *Pseudouhligella*, which is also found in the Lower Cenomanian of the Odukpani formation, south-eastern Nigeria. *Pseudaspidoceras* has also been recently recorded from Japan. *Pachydesmoceras*, usually onsidered to be an Albian genus, occurs in beds of Turonian age in both the Cameroons and Japan. Comparison of the rich Indian faunas with those of Nigeria shows that many genera and some species are identical. The Albian contains *Mortoniceras* s. str., *Stoliczkaia*, *Phyllo-eras velledae* (Michelin) and *Desmoceras latedorsatum*, the latter species lso ranging into the Cenomanian. In the Cenomanian *Forbesiceras* ccurs as does also *Acanthoceras;* the species *Turrilites costatus* Lamarck nd *T. tuberculatus* Bosc are also found in the Nigerian Cenomanian. The Indian Turonian contains related species of *Pseudaspidoceras*, *Fagesia*, *Pachydesmoceras*, *Mammites*, *Neoptychites* and *Romaniceras*. *Peroniceras dravidicum* (Kossmat) is known from the Coniacian of he Cameroons. The genus *Pachydiscus* occurs prolifically in the Indian Upper Cretaceous and the Maestrichtian beds of India and Nigeria ave yielded species of *Sphenodiscus*. Although *Libycoceras* is unknown n the Indian Maestrichtian, *Indoceras*, a closely related genus, ccurs.

It follows from the preceding portion of this chapter, that the suc-essive faunal developments of ammonites are often world-wide as, r example, is seen by the distribution of brancoceratids in the Albian f Europe, India, U. S. A., Peru, Africa, and Australia, the dispersal f Acanthoceratidae during the Cenomanian over much the same gions (excluding Peru), the wide distribution in the Lower Turonian f the Vascoceratidae in Europe, North and West Africa, U. S. A., nd India, the Peroniceratidae during the Coniacian, and Sphenodiscidae in the Maestrichtian, to mention a few illustrations (cf. Spath, 1951, p. 51 »... the successive faunal developments that mark our chronology are probably world-wide, at least in the case of ammonites».

VI. Summary

1. The Cretaceous succession in Nigeria begins with the Middle Albian (Lower Cretaceous), which rests unconformably on the Pre-Cambrian, and includes the Upper Albian, Cenomanian, Turonian, Coniacian, Santonian and Maestrichtian, no evidence for the presence of Campanian being as yet forthcoming. The marine transgression that took place along the west coast of Africa during the Cretaceous achieved its maximum development in the northerly extension of the Bight of Biafra, where parts of eastern Nigeria formed a permanent basin.

2. A system of Cretaceous zonal indices, based principally on ammonites, is proposed for the Nigerian Cretaceous, and the stratigraphical nomenclature favoured by the author discussed. The zonal scheme comprises broad units which generally correspond to several ammonite zones and subzones in the classical European areas. An attempt is made to correlate the Nigerian zones with Cretaceous zonal subdivisions in various parts of the world. In Nigeria, the Maestrichtian passes conformably into the Paleocene in the formation known as the Upper Coal Measures in which diagnostic Maestrichtian macro- and microfossils are closely followed by beds with diagnostic Paleocene foraminifera. No evidence for the existence of Danian has been detected. The opinions of several stratigraphers on this subject in various parts of Africa, especially Madagascar, Senegal and north-east Africa, are mentioned.

3. The results of the author's taxonomic investigations on the mollusca of the Nigerian Cretaceous are summarized and the phylogeny of the ammonite groups present discussed. In particular, the relationships within the families Vascoceratidae, Collignoniceratidae, Tissotiidae, Sphenodiscidae, Acanthoceratidae and Brancoceratidae are treated. The stratigraphical ranges of a number of Upper Cretaceous lamellibranch species are clarified.

4. The Nigerian faunas are compared with similar Cretaceous ammonite assemblages throughout the world and several examples, but by no means all, are given to indicate the wide distribution of successive ammonite faunal developments.

5. Two new species, *Baculites teicherti* sp. nov. (p. 50) and *Isognomon tiv* sp. nov. (p. 77) are named.

VII. Acknowledgments

During the course of the author's studies on the Nigerian Cretaceous hollusca the following persons have assisted in various ways. Dr. L. F. path and Mr. C. W. Wright have placed their expert knowledge at he author's disposal on numerous occasions, Dr. L. R. Cox has kindly iscussed nomenclatorial practice and many aspects of the classifica- ion of Upper Cretaceous lamellibranchs and gastropods. The author ishes to acknowledge his indebtedness to Professor I. R. Hessland, tockholm for general supervision of the thesis and valuable criticism, nd to Dr. R. R. E. Jacobson, Director of the Geological Survey of igeria, for constant encouragement and permission to publish this aper; General M. Collignon, Dr. E. Basse, Dr. N. Grekoff, Dr. E. riebel, Dr. F. Brotzen, Professor B. Kummel, Dr. J. B. Reeside, rofessor T. S. Warren, Professor T. Matsumoto, Dr. R. Hägg, and Ir. R. Casey have rendered help in various ways. The determinations f the molluscs were made at the British Museum (Natural History) r which privilege the author extends his thanks to the Keeper of eology. The Shell D'Arcy Petroleum Development Company of igeria Ltd. and The Amalgamated Tin Mines of Nigeria Ltd. have ade several specimens available that were collected during their cploration for oil and lead-zinc in southern Nigeria. Miss M. Asklin ade some of the drawings reproduced in the present paper. Finally, e writer wishes to thank his teacher in Palaeontology, Dr. C. Teichert, r first interesting him in the Cephalopoda.

VIII. Literature

(A more complete list of literature is to be found in two recent papers by the author eyment, 1955 b, gastropoda and lamellibranchiata; Reyment, 1955 d, ammonoidea)

RKHANGUELSKEY, A. D. 1916. Les mollusques du crétacé supérieur de Turkestan. Mém. Comm. géol. St. Pétersb., N. S. livr. 152, pp. 1—57, 8 pls.

ASSE, E. 1940. Les céphalopodes crétacés des massifs côtiers Syriens. Haut. Commiss. Répub. franç. Syrie Liban, vol. 3, pt. 2, pp. 411—472, pls. 1—9.

1942. Revision des genres néocrétacés sud-americains. *Lenticeras* Gerhardt em. Lisson, em. Basse et *Paralenticeras* Hyatt em. Basse. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 5, vol. 12, pp. 351—361, 1 pl.

1947. Les peuplements malgaches de Barroisiceras (Revision du genre Barroisiceras de Gross.) Paléontologie de Madagascar, xxvi, Ann. Paléont., vol. 33, pp. 100—190, 9 pls.

1953. Présence des genres *Hoplitoides* et *Coilopoceras* dans l'extrême nord de Madagascar. Cah. géol. Thoiry, no. 21, p. 188.

1954. Sur la présence du genre *Coahuilites* Böse 1927 dans la Sud Tunisien et du genre *Eulophoceras* Hyatt dans le Proche-Orient. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 6, fasc. 9, pp. 865—871, pl. 27.

RRY, E. W. 1928. Cephalopod adaptions — the record and its interpretation. Quart. Rev. Biol., vol. 3, pt. 1, pp. 92—108.

Breistroffer, M. 1947. Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, vol. 26, pp. 1—104.

— 1952. Sur quelques ammonites de l'Albien inférieur de Madagascar. C. R. Soc. géol. Fr., no. 15, pp. 266—268.

— 1953. L'évolution des Turrilitidés albiens et cénomaniens. C. R. Sean. Acad. Sci. vol. 237, no. 21, pp. 1349—1351.

Brongniart, A. 1822. In Cuvier and Brongniart: Description géologique des environs de Paris. New Ed., viii, 428 pp., 16 pls. Paris.

Brönniman, P. 1952. Trinidad Paleocene and Lower Eocene Globigerinidae. Bull. Amer. Pal., vol. 34, no. 143, 30 pp., 3 pls.

— 1952. Globigerinidae from the Cretaceous (Cenomanian-Maestrichtian) of Trinidad B. W. I., Bull. Amer. Pal., vol. 34, no. 140, 70 pp., 4 pls.

Brotzen, F. 1945. De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken, del 1 kritan. Sver. geol. Unders., ser. C, no. 465 (årsbok 38, no. 7), pp. 1—64, 2 pls.

Casey, R. 1954. *Falciferella*, a new genus of Gault ammonites with a review of the family Aconeceratidae in the British Cretaceous. Proc. Geol. Assoc., vol. 65, pt. 3, pp. 262—277, pl. 7.

Cobban, W. A. and Reeside, J. B. 1952. Correlation of the Cretaceous formations of the Western Interior of the United States. Bull. geol. Soc. Amer., vol. 63, pp. 1011—1044.

Collignon, M. 1949. Recherches sur les faunes albiennes de Madagascar. I. L'Albien d'Ambarimaninga. Serv. Min., Gouv. gén. Madagascar, Fasc. 16, 128 pp., 22 pls.

— 1951. Faune Maestrichtienne de la côte d'Ambatry (province de Betioky) Madagascar Serv. Min., Gouv. gén. Madagascar, Fasc. 19, pp. 42—71, pls. 8—12.

— 1952. Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). II. — Les Pachydiscidae Trav. Bur. géol. Madagascar, no. 41, 114 pp., 33 pls. (unpublished).

— 1954. La question du Maestrichtien malgache (Madagascar). C. R. Congr. géol. Internat., 19, fasc. 21. pp. 137—143.

Cox, L. R. 1952. Cretaceous and Eocene fossils from the Gold Coast. Bull. geol. Surv Gold Cst, no. 17, 68 pp., 5 pls.

Cuvillier, J. and others. 1955. Etudes micropaléontologiques de la limite Crétacé-Tertiaire dans les mers mésogénnes. Proc. Wld Petr. Congr. no. 4, sect. 1/D, pp. 1—27.

Desor, M. 1846. Sur la terrain danien, nouvel étage de la craie. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 4 vol. 30, pp. 179—182.

Dewey, H. 1926. Studies in Danish Geology. Proc. Geol. Assoc., vol. 37, pt. 2, pp. 117–161.

Douvillé, H. 1890. Sur la classification des cératites de la Craie. Bull. Soc. géol. Fr. ser. 3, vol. 18, pp. 275—292.

— 1912. Evolution et classification des Pulchelliidés. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 4, vol. 9 pp. 285—320.

Dubordieu, G. 1953. Ammonites nouvelles des monts du Mellègue. Bull., Carte géo Algér., ser. 1. paléont, no. 16, 76 pp., 4 pls.

Falconer, J. D. 1911. The geology and geography of northern Nigeria, with an appendix by Woods, H., pp. 273—286. Macmillan, London.

Flint, R. F. and Moore, R. C. 1948. American commission on stratigraphic nomenclature note 5. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 32, no. 3.

Furon, R. 1935. Le Crétacé et le Tertiaire du Sahara Soudanais. Arch. Mus. Hist. nat Paris, vol. 13, no. 6, 96 pp., 7 pls.

Glässner, M. 1953. Time stratigraphy and the Miocene Epoch. Bull. geol. Soc. Amer. vol. 64, pp. 647—658.

Grekoff, N. 1951. Quelques ostracodes nouveaux du sénonien supérieur du Cameroun Proc. Wld Petr. Congr. no. 3, sect. 1, no. 2, pp. 53—59, 2 pls.

Grekoff, N. and Lys, M. 1951. Microfaunes du Crétacé supérieur et du Paléocene, leur utilisation en Afrique Equatoriale Française. Proc. Wld Petr. Congr. no. 3, sect. 1 pp. 490—495.

Haas, O. 1942. The Vernay collection of Cretaceous ammonites from Angola. Bull. Amer. Mus. nat. Hist., vol. 81, 224 pp., 47 pls.

Harbort, E. and Guillemain, C. 1909. Profil der Kreideschichten am Mungo. Beiträge zur Geologie von Kamerun, no. 17. Abh. d. k. preuss. geol. Landesanst., Hft 62, pp. 405—432.

Hedberg, H. O. 1952. Report 2 — American commission on stratigraphic nomenclature Nature, usage and nomenclature of time-stratigraphic and geologic-time units. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 36, no. 8, pp. 1627—1638.

DBERG, H. 1954. Procedure and terminology in stratigraphic classification. Congr. géol. Internat., sect. 13, fasc. 13, pp. 205—233.

EPEN, E. C. N. VAN. 1955 a. Turonian-Coniacian ammonites from Zululand. Sth. Afr. Journ. Sci., vol. 51, no. 12, pp. 361—377, figs. 7—31.

1955 b. A new family of keeled ammonites from the Albian of Zululand. Sth. Afr. Journ. Sci., vol. 51, no. 12, pp. 377—382, figs. 32—37.

URCQ, V. 1950. Les terrains sedimentaires de la région de Morondava. Serv. Min., Gouv. gén Madagascar, fasc. 20, 109 pp.

ATT, A. 1900. Pseudoceratites of the Cretaceous. Monogr. U. S. geol. Surv., vol. 44, 250 pp., 47 pls.

OB, C. 1907. Étude sur quelques ammonites de Crétacé moyen. Mém. Soc. géol. Fr., vol. 15, no. 38, fasc. 3, 4, 63 pp., 9 pls.

ETZKY, J. A. 1951. Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks sowie einige allgemeine Gliederungsprobleme der jüngeren borealen Oberkreide Eurasiens. Geol. Landesanst. BundesGbt. Dtschl., Beih. Geol. Jb. Hft. 1, 142 pp., 7 pls.

RRENBERG, H. 1935. Ammonitenfaunen aus der nordspanischen Oberkreide. Paleontographica, vol. 82, pt. A, pp. 125—161, pls. 30—33.

ENEN, A. VON. 1897. Über Fossilien der unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. Abh. könig. Ges. Wiss. Göttingen, N. R. vol. 1, pp. 1—48, 4 pls.

1898. Nachtrag zu Über Fossilien der unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. Abh. könig Ges. Wiss. Göttingen, N. R. vol. 1, pp. 51—65, 3 pls.

SSMAT, F. 1895, 1897, 1898. Untersuchungen über die südindische Kreideformation. Beitr. Paläont. Geol. Öst-Ung., vol. 9 (1895), pts. 3, 4, pp. 97—203; vol. 11, pt. 1 (1897), pp. 1—46; pt. 3 (1898), pp. 89—152.

IBARD, J. 1931. Céphalopodes et lamellibranches Crétacés du Congo Français. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 4, vol. 30, pp. 277—322, pls. 29—33.

EARN, F. H. 1937. The fossil zones of Upper Cretaceous Alberta shale. Trans. roy Soc. Canada, (IV), vol. 31, p. 111.

LER, S. W. and SCHENCK, H. G. 1943. Standard of Cretaceous System. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 27, no. 3, pp. 262—278.

TON, R. B. 1922. Eocene mollusca from Nigeria. Bull. geol. Surv. Nigeria, no. 3, 15 pp., 11 pls.

LSEN, K. B. 1919. En hydrocoralfauna fra Faxe og Bemærkningar om Danien'ets eologiska Stilling. Medd. Dansk. geol. Foren., vol. 5, no. 16, 68 pp., 2 pls.

920. Indelingen av Danien'et i Danmark og Scaane. Medd. Dansk geol. Foren., ol. 5, no. 19, 16 pp.

IGNY, A. D'. 1840—42. Paléontologie Française. Terrains crétacés. Vol. I, Cephalopoda. 22 pp., 148 pls.

INQUIÈRE, L. 1907. Études de paléontologie tunisienne. I Céphalopodes des terrains écondaires. Carte géol. Tunisie, Direc. gén. Trav. publ. Tunis, 483 pp., 27 pls.

SIDE, J. B. 1927. Cephalopods of the Eagle Sandstone and related formations in the estern Interior of the United States. Prof. Pap. U. S. geol. Surv., no. 151, 40 pp., 5 pls.

IENT, R. A. 1954 a. New Turonian (Cretaceous) Ammonite genera from Nigeria. olon. Geol. min Resour., vol. 4, no. 2, pp. 149—164, 4 pls.

54 b. Notes on fossils from the northern and eastern Regions. Rep. geol. Surv. igeria, 1952—53, pp. 20—22.

54 c. Some new Upper Cretaceous ammonites from Nigeria. Colon. Geol. min. esour., vol. 4, no. 3, pp. 248—270, 5 pls.

54 d. Ett apropå till »Die Mamillaten und Mucronatenkreide des Båstadgebietes». eol. Fören. Stockh. Förh., vol. 76, pt. 3, pp. 502—503.

55 a. The stratigraphy of the Southern Cameroons. Geol. Fören. Stockh. Förh., l. 76, pt. 4, pp. 661—683.

55 b. Upper Cretaceous mollusca (Lamellibranchia and Gastropoda) from Nigeria. lon. Geol. min. Resour., vol. 5, no. 2, pp. 127—155, 4 pls.

55 c. Zusätzliche Bemerkungen über die Stratigraphie Kameruns. Geol. Fören. ockh. Förh., vol. 77, pt. 3, pp. 424—426.

55 d. The Cretaceous ammonoidea of southern Nigeria and the Southern Cameroons. ll. geol. Surv. Nigeria, no. 25, 112 pp., 25 pls, 46 text-figs.

56. Some examples of homeomorphy in Nigerian Cretaceous ammonites. Geol. ren. Stockh. Förh., vol. 77, pt. 4.

Riedel, L. 1932. Die Oberkreide vom Mungofluss in Kamerun und ihre Fauna. Beitr. geol. Erforsch. dtsch. SchGeb., vol. 16, 154 pp., 33 pls.

Schneegans, D. 1943. Invertébrés du Crétacé supérieur du Damergou (Territoire du Niger). Bull. Direc. Min. Gouv. gén. A. O. F., no. 7, pp. 89—150, 8 pls.

Sharpe, D. 1853—1857. Descriptions of the fossil remains of mollusca found in the Chalk of England. Pt. 1. Cephalopoda. Palaeont. Soc. (Monogr.). Index, 1909; pp. 1—26, 1853; pp. 27—36, 1855; pp. 37—88, 1857.

Simpson, A. 1955. The Nigerian Coalfield: The geology of parts of Owerri and Benue Provinces. Bull. geol. Surv. Nigeria, no. 24.

Solger, F. 1904. Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung. Beitr. geol. Kamerun, pp. 85—242, 3 pls.

Sornay, J. and Tessier, F. 1848. Ammonites nouvelles du Maestrichtien du Sénégal. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 5, vol. 19, pp. 245—249, pl. 7.

Spath, L. F. 1923. Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain and the Museum of Practical Geology for 1922. Mem. geol. Surv. U. K., pp. 139—149 (app. II).

— 1926 a. On the zones of the Cenomanian and the Uppermost Albian. Proc. Geol. Assoc. Lond., vol. 37, pt. 4, pp. 420—432.

— 1926 b. On new ammonites from the English Chalk. Geol. Mag., vol. 83, pp. 77—83.

— 1923—1943. A monograph of the ammonoidea of the Gault. Vol. 1, 1923—1930, 311 pp., 30 pls.; vol. 2, pp. 312—787, pls. 31—72 (1931—1943).

— 1951. Preliminary notice on some Upper Cretaceous ammonite faunas from Angola. Commun. Comm. geol. Portug., vol. 32, pp. 6—12.

— 1953. The Upper Cretaceous cephalopod fauna of Graham Land. Sci. Rep., Depend. Surv. Falkland Islands, no. 3, 60 pp., 13 pls.

Stephenson, L. W. and others. 1942. Correlation of the outcropping Cretaceous formations of the Atlantic and Gulf Coastal Plain and Trans-Pecos Texas. Bull. geol. Soc. America, vol. 53, pp. 435—448.

— 1952. Larger invertebrate fossils of the Woodbine formation (Cenomanian) of Texas. Prof. Pap. U. S. geol. Surv., 226 pp., 58 pls.

Stoliczka, F. 1863. The fossil Cephalopoda of the Cretaceous rocks of Southern India: Ammonitidae. Palaeont. indica, 216 pp., 94 pls.

Stolley, E. 1930. Bemerkungen über die Kreide Südskandinaviens. Medd. Lunds geol. min. Inst., no. 44., pp. 157—190.

Tessier, F. 1952. Études stratigraphiques et paléontologiques sur l'ouest du Sénégal. I. Contributions à la Stratigraphie et à la Paléontologie de la partie ouest du Sénégal (Crétacé et Tertiaire). Bull. Serv. Min. A. O. F., No. 14, vol. 1, 281 pp., 14 pls.

Tromp, S. W. 1949. The determination of the Cretaceous-Eocene boundary by means of quantitative, generic, microfaunal determinations and the conception »Danian» in the Near East. J. Paleont., vol. 23, no. 6, pp. 673—676.

Usher, J. L. 1952. Ammonite faunas of the Upper Cretaceous of Vancouver Island, British Columbia. Bull. geol. Soc. Can., no. 21, 119 pp., 30 pls.

Venzo, S. 1936. Cefalopodi del Cretaceo medico-superiore della Zululand. Palaeontogr. ital., vol. 36, pp. 59—133, pls. 5—12.

Warren, P. S. Cretaceous fossil horizons in the Mackenzie River valley. J. Paleont., vol. 21, no. 2, pp. 118—123, pls. 29, 30.

White, E. I. 1926. The Eocene fishes of southern Nigeria. Bull. geol. Surv. Nigeria, no. 10, 82 pp., 18 pls.

— 1934. Fossil fishes of Sokoto Province. Bull. geol. Surv. Nigeria, no. 14, 78 pp., 10 pls.

Whitehouse, F. W. 1927. Additions to the Cretaceous ammonite fauna of Eastern Australia. Pt. 1. (Simbirskitidae, Aconeceratidae and Parahoplitidae). Mem. Qd Mus. vol. 9, pp. 109—120, pls. 16—17.

Wright, C. W. 1952. A classification of the Cretaceous ammonites. J. Paleont., vol. 26, no. 2, pp. 213—222.

Wright, C. W. and Wright, E. V. 1951. A survey of the fossil cephalopoda of the Chalk of Great Britain. Palaeontogr. Soc. (Monogr.), 40 pp.

Något om malmers inverkan på moränens finmaterial

Av

P. H. LUNDEGÅRDH

Abstract: Influence of degraded ores upon fine fractions of moraine. The writer has
ollected and investigated a number of moraine samples to the south of the galena deposit
t Sala, NW of Stockholm, and the manganese ore deposit at Ödestugu (Spexeryd), SSE
f Jönköping, S of Lake Vättern. The results of this investigation are evident from Figs.
—2. In Fig. 1 the arrow indicates the average direction of the glacial striae observed
N—S). The concentrations given at the bottom of the map mean p. p. m. of lead not
ombined with silicic acid. The dotted line nearest to Sala shows the ore-bearing area.
n Fig. 2 the arrows display actual observations of glacial striae (N10°—20° W). The
gures here mean p. p. m. of total manganese. The chief deposit of manganese ore
issure mineralization) has been painted in black. The great circle NE of Ödestugu church
ndicates maximum frequency of visible blocks of manganese ore.

I flera länder har under senare år bedrivits malmletning med utnytt-
ande av variationer i halterna av olika värdefulla metaller i de ytliga
nineraljordarnas finmaterial. Särskilt i Förenta staterna ha omfattande
ndersökningar utförts, framför allt av H. E. Hawkes och H. W. Lakin.
Ian har koncentrerat sig på vittringsjordar i icke nedisade områden,
nen även kvartärt nedisade trakter ha studerats. Här är det i första
and sammansättningen av den föga långtransporterade moränen,
om intresserar.

Analysmetoderna ha förenklats så, att de med i genomsnitt 30 à
) % fel kunna användas direkt ute i fält. Härigenom undvikas sådana
auser i prospekteringsarbetet, som orsakas av väntan på resultaten
laboratorieundersökningar. Principiellt bygger fältanalysarbetet vä-
ntligen på färgreaktioner hos organiska föreningar.

I Sverige har malmletning i jordtäckt terräng vanligtvis inletts ge-
om undersökning av moränens grövsta fraktioner: blocken och ste-
arna (blockletning). Hösten 1950 påbörjade dock förf. studier av mo-
nens finjordsfraktioner vid ett par kända malmförekomster i avsikt
t få fram en alternativ prospekteringsmetod för snabbkrossade malm-
per, t. ex. blyglans. Enär det här var fråga om en principundersök-
ng, utfördes icke några analyser i fält.

Proverna togos ur gropar grävda till ett djup av 1/2 m under svall-
uskappa och/eller podsolprofil. Groparna fördelades i ett allt vidare
t längs isrörelseriktningen ut från malmförekomsterna (fig. 1—2). De
samlade proverna siktades i Sveriges geologiska undersöknings jord-
slaboratorium. Allt material med kornstorlek under 0,075 mm under-
stades kemisk analys i Undersökningens kemiska laboratorier. Analy-
er ha varit A. Aaremäe och A. Balder.

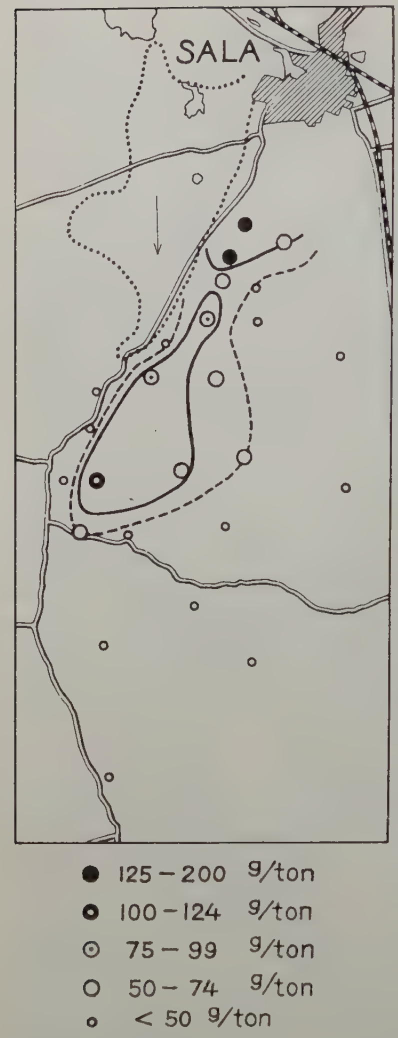


Fig. 1. Halter av icke silikatbundet bly i moränen söder om Sala. Prickad kontur anger det malmförande urkalkstråkets omfattning, streckad kontur sannolika yttre gränsen för 70 g/ton, heldragen kontur sannolika yttre gränsen för 90 g/ton bly i moränens finmaterial. Pilen visar räffelriktningen. Kartans sidokanter löpa i nord—syd.
Skala 1 : 100 000.
För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk den 30 december 1955.

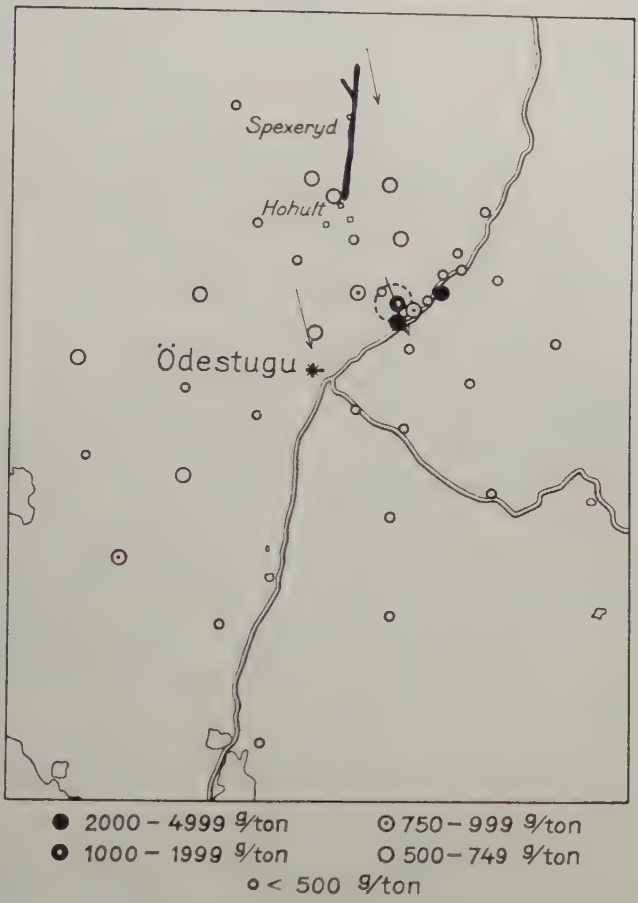
Fig. 1 visar det första undersökningsobjektet, blyhalten i trakten söder om Sala. En i genomsnitt nord—sydlig räffelriktning finns här företrädd på flera hällar. Punktnätet har måst läggas glest på grund av lerområdenas omfång. Närmast Sala får man räkna med förorenade ytjordar. Därför har ingen provtagning ägt rum i detta avsnitt.

Avståndet mellan det på kartan markerade, malmförande urkalkstråket och området för maximal, icke silikatbunden blyhalt i moränens finmaterial är litet. Dels är blymalmen, här blyglans, lättkrossad, dels har under isrörelsen transporten av blyglansen upp till den nivå, som nu utgör den relativt tunna moränens ytskikt, kunnat ske snabbt.

Halterna av icke silikatbundet bly i den provtagna Salamoränens finmaterial ligga mellan 21 och 135 g/ton. Undersökningar från andra områden ha givit siffran 20 g/ton icke silikatbundet bly i av malm helt opåverkad morän.

Fig. 2 visar det andra undersökningsobjektet, trakten av Ödestugu i Jönköpings län. Vi ha här vid Spexeryd en rik manganmineralisation (manganit, braunit och pyrolusit) i den markerade nord—sydliga sprickzon, som genom Smålandsgranit kan följas från trakten av Svenarum i söder till östra Vätternstranden i norr. Punktnätets gleshet och oregelbundenhet betingas av sedimentjordarnas stora utbredning.

Krossningsbeständigheten hos Spexerydmalmen är i genomsnitt



ig. 2. Halter av mangan (oxid-, hydroxid- och silikatbunden) i moränen kring Öde- tugu. Streckad kontur anger yttre gränsen för det på ytliga manganmalmsblock ikaste området (Kalvhagen). Pilarna visa räffelobservationer. Kartans sidokanter löpa i nord—syd. Skala 1 : 100 000.

För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk den 30 december 1955.

törre än hos blyglansen vid Sala. Särskilt den radialstråliga, gärna ammanfiltade manganiten äger betydande motståndskraft. Morän- äcket är också i regel tjockare kring Ödestugu än i trakten söder om ala. Båda de nu nämnda faktorerna ha samverkat till en ökning av vståndet mellan malmstråket och det maximala utslaget för malmen moränens ytskikt från 1 1/2 km och mindre i Salatrakten till 2 1/2 km id Ödestugu.

Blockstudier kring Ödestugu ha givit det resultatet, att området för aximal frekvens av ytliga manganmalmblock (Kalvhagen) endast lig- er obetydligt närmare fyndigheten än området för maximal mangan-halt i moränens ytskikt (fig. 2). I Salatrakten har plockning av block ägt rum i sådan omfattning, att en systematisk blockletning icke ansetts motiverad.

Halterna av mangan (såväl oxid- och hydroxid- som silikatbundet) i Ödestugumoränen växla mellan 70 och 3 600 g/ton. Metallens fördelning i det undersökta området är ganska ojämn, men man får också räkna med förekomsten av andra mineralisationer än den, som brytes vid Spexeryd. Eftersom allt mangan, även det silikatbundna, ingår i siffrorna, ha dessa givetvis påverkats av variationerna i manganhalten hos bergarterna utanför mineralisationerna.

Mot den nu utförda undersökningen kan invändas, att det varit alltför tidsödande. Även om moränproverna icke hade siktats och analyserats i centrallaboratorium utan i fält, skulle man ha fått räkna med, att högst tio prov kunnat avverkas per dag. Den relativt blockrika ytmoränen försvårade nämligen gropgrävningen. En bekvämare provtagningsmetod måste därför utarbetas för framtida bruk.

Där goda blocksvansar finnas, såsom vid Ödestugu, synes analys av moränens finjordsfraktioner icke behöva komma till användning. I de fall, då malmen till största delen krossats under moräntransporten, har sådan analys däremot ett betydande värde. Liksom vid blockletning gäller dock även här, att istransportriktningen måste vara någorlunda väl definierad.

The Ancient Sea Fiord of the Viskan Valley

By

LENNART VON POST †

Chapter II. The Shore Marks

In the Viskan Valley and the areas of Halland examined in the Viskan investigation, the following types of raised beaches are found:

1) Littoral banks (Swed. "strandvallar");[1]
2) Boulder fields (Swed. "stengärden");
3) Accumulation terraces;
4) Shore cuts (Swed. "strandhak");[2]
5) Abrasion terraces;
6) Sublittoral plains;
7) Rock beaches.

Types Nos 1), 2) and 3) do not appear at all, or only quite exceptionally, within the Viskan Valley proper.

Littoral banks (beach ridges):

For more than half a century the raised littoral banks of Halland have been well known. In his early thirties, GERARD DE GEER discovered the Post-Glacial transgression, and described, as its top mark, a bank of sand running for kilometres over the coastal plain (DE GEER, 1890, 1893). Where the country lies open to the sea, the surface of the marine clays and necron muds — sometimes, as also described by DE GEER, with obvious traces of supramarine erosion — is covered by sea sand, requently heaped together into parallel or concentric ridges, one above he other up to the limit-bank of the transgression (fig. 1).

As in the case of the Post-Glacial limit — "P. L." — of Halland, the ittoral banks can be very well marked in the terrain, often with a breadth of a couple of hundred metres or more (fig. 1). Yet, shore marks f this type are not, as a rule, suitable for shore level determinations when exactness is required, for their crests are very often built up

---

[1] VON POST's term "littoral banks" corresponds to beach ridges.
[2] VON POST's term "shore cut" corresponds to nip.

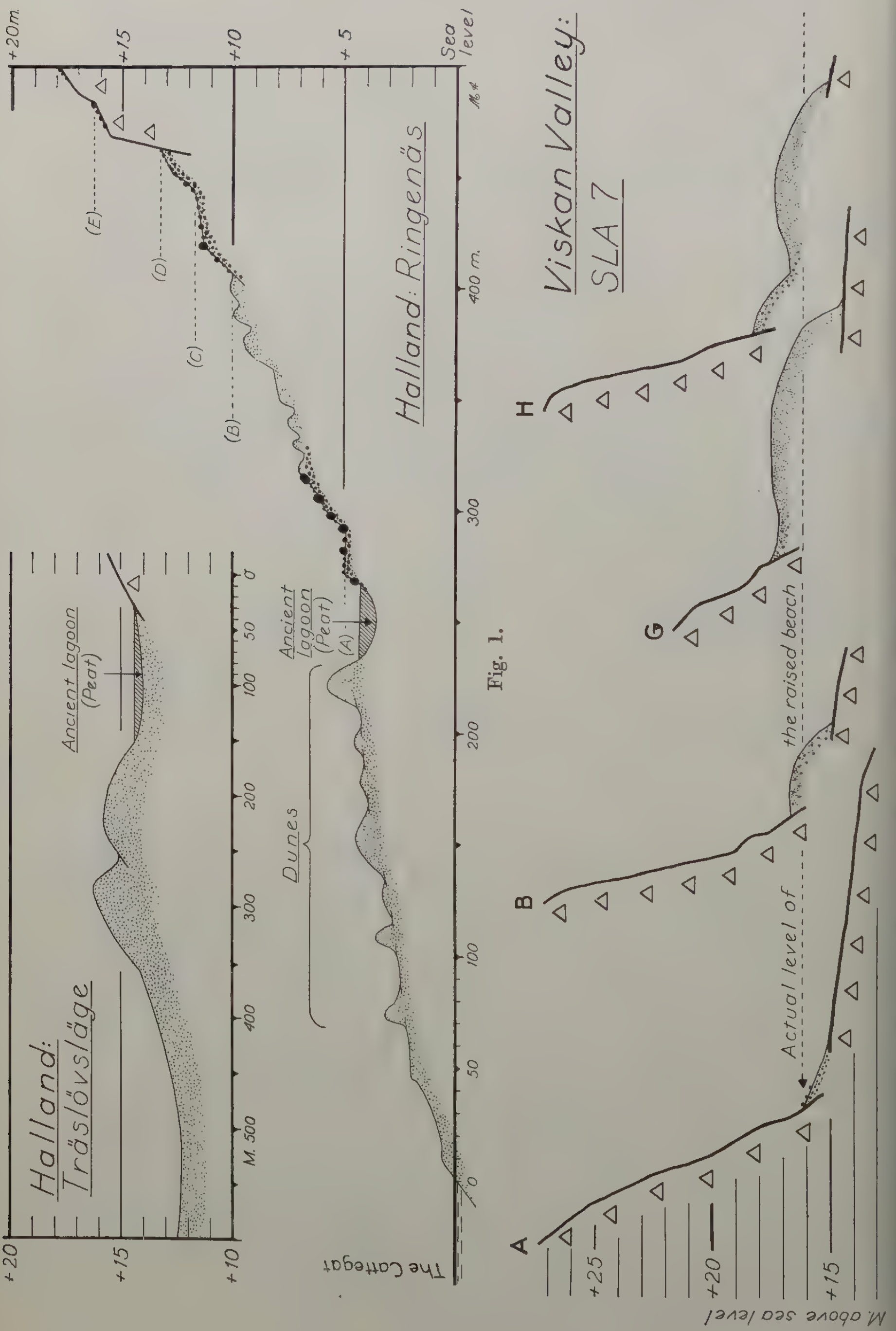

Halland: Träslövsläge
Ancient lagoon (Peat)
+20
+15
+10
0
50
100
200
300
400
M. 500
Halland: Ringenäs
+20m.
+15
+10
+5
Sea level
(E)
(D)
(C)
(B)
(A)
Ancient lagoon (Peat)
Dunes
The Cattegat
0
50
100
200
300
400 m.
Viskan Valley: SLA 7
A
B
G
H
Actual level of the raised beach
+25
+20
+15
M. above sea level

Fig. 1.

considerably above the shore level that is recorded by adjacent shore marks of other kinds. On Gotland, where in 1924 I studied this phenomenon in detail, I found the altitude of the bank crest to vary according to exposition, slope of the land surface, etc. This variation could be as much as three metres, but it could also be none at all. In view of this, I have as far as possible avoided littoral banks. In Halland I was not always able to do so: but within the Viskan area, this type of shore mark plays such a small part that it occurs in only one section, in the ancient archipelago outside the Viskan Fiord proper (fig. 2). Within the fiord it is entirely absent.

Boulder fields:

Sometimes sand and gravel have been removed almost entirely by littoral waves and currents, so that a residuum of nothing but boulders of various size is left. Such boulder fields often replace littoral sand banks in places particularly exposed to littoral action. They are confined to the outermost parts of the present littoral, and do not occur in the Viskan Valley, nor in the ancient archipelago of the Viskan area. To the naked eye they may look like ridges, but on levelling, they very often prove to end landwards with an horizontal belt that obviously indicates a high-water level. Thus, the boulder fields form more of a variant of an accumulation terrace than of a littoral bank (fig. 1 and 3).

Accumulation terraces:

In many places on the Coastal Plain of Halland and even in the archipelago outside the ancient Viskan Fiord, shore sand accumulated, so as to form an even sediment surface slightly descending outwards from the base of a cliff, or a chain of dunes. The knee[1] between cliff and plain marks an average high-water level. Such a plain can measure hundreds of metres wide. Discontinuities in shore displacement may have caused several accumulation plains to occur like steps beneath each other, separated by slopes, often low and rather flat, and difficult to discern without levelling. A levelling section may, however, show a series of distinct terraces. This is particularly the case in sand terrains below the Post-Glacial transgression limit, i. a. in the outer parts of the Viskan area (fig. 4 and 5).

Shore cuts:

The littoral erosion cut is the most common one among the raised beaches, and is that which registers most exactly the ancient water level. t could be called the embryonic form of an abrasion terrace. Its shore

---

[1] By "knee" von Post means the intersection point, the nip.

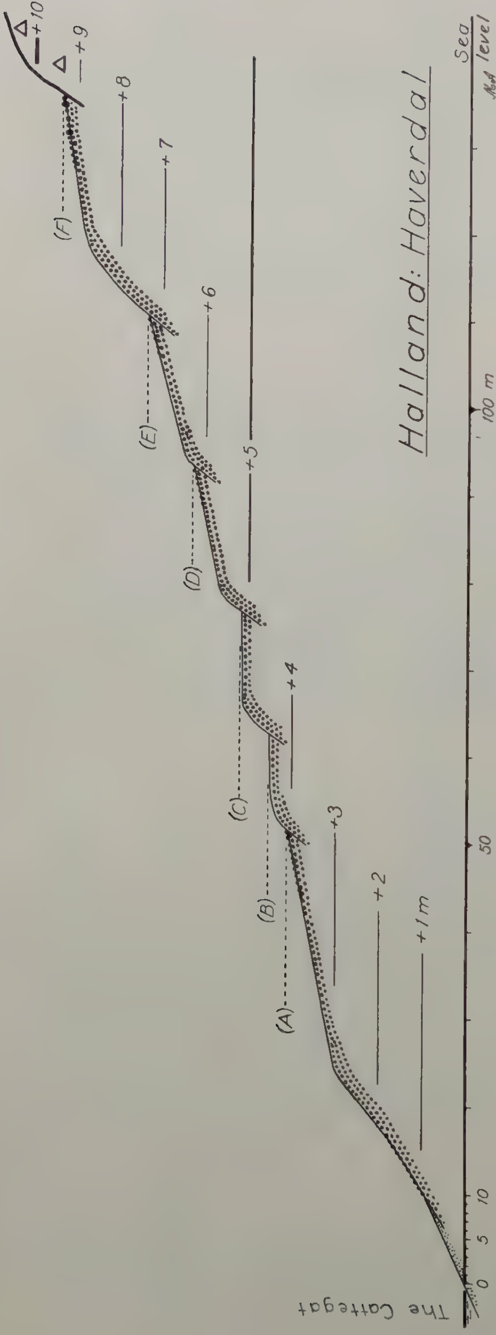
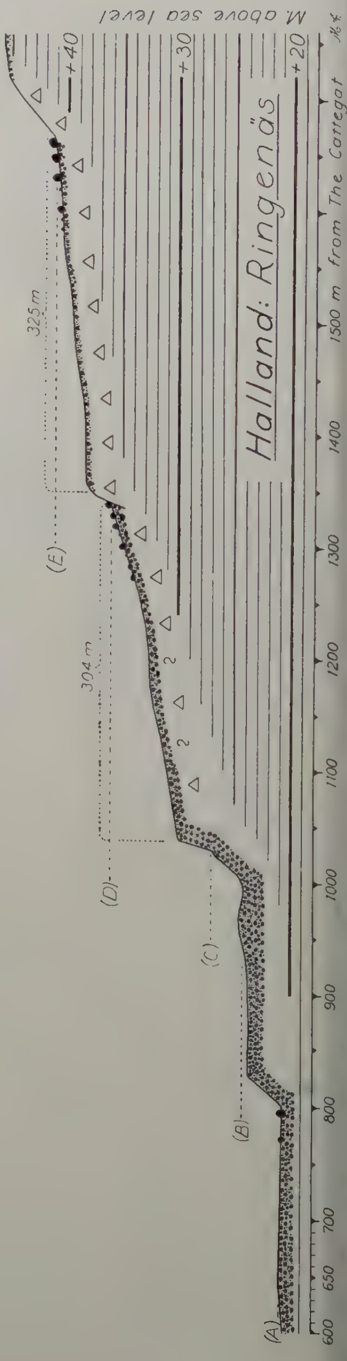

Halland: Haverdal
Sea level
The Cattegat
+1 m
+2
+3
+4
+5
+6
+7
+8
+9
+10
(A)
(B)
(C)
(D)
(E)
(F)
0
5
10
50
100 m

Fig. 3.


Halland: Ringenäs
M above sea level
+20
+30
+40
m from The Cattegat
600
650
700
800
900
1000
1100
1200
1300
1400
1500
(A)
(B)
(C)
(D)
(E)
304 m
325 m
2
2

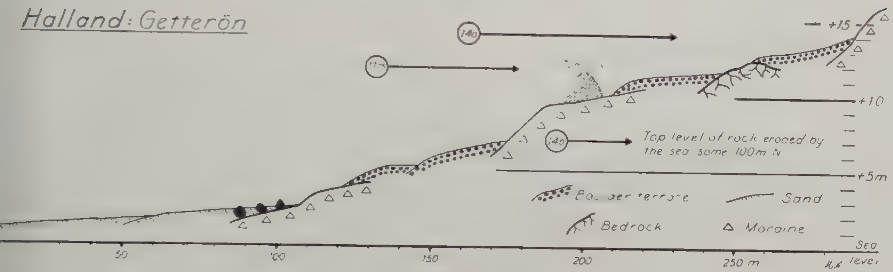


Fig. 5.

lain has been carved into the shore slope some few metres, and its liff rises only a metre or so. The ancient shore plain may be paved with oulders, and bear residual blocks of rock, particularly along its proximal elt. These blocks may be pushed together in the very knee to form a hore barricade. By averaging the height figures for a sufficient number f well-developed knee points, the former water level can be determined ith almost any degree of accuracy whatever. In the case of a former rtificial damming, I had to reconstruct the water height within a argin of error of 5 cm. I levelled, then, 33 knee points of the shore ut. In ordinary studies of raised beaches, such accuracy is not necessary. hold a margin of ± 1 dm. to be satisfactory. For this purpose, I usually vel some 5 or 10 points, at intervals over a hundred metres or so ig. 6).

Abrasion terraces:

The abrasion terrace represents an advanced stage of the course of evelopment which starts with the shore erosion cut. Seen in a cross ction its shore plain has a breadth of some tens of metres, perhaps a undred metres, or more; and the cliff is often five, or even ten, metres gh (fig. 7). Residual rock blocks, and boulder pavement, are normal, en in cases when it still has to be explained where the material has me from, e. g. when the terrace is eroded in clay. The distal portion the terrace plain may be built out by accumulation. As a matter course, the knee of the abrasion terrace gives an excellent altitude gure for the former water level, unless it has been secondarily deformed, ee below p. 115).

Sublittoral plains:

The most remarkable products of littoral processes are, in Halland as ell as in the Viskan Valley, the plains that can terrace the whole country tween M. L. and P. L., very often measuring kilometres in width and ping slightly. Below P. L. they are replaced by accumulation terraces, — in the Viskan Valley — delta plains, as mentioned above. I suggest

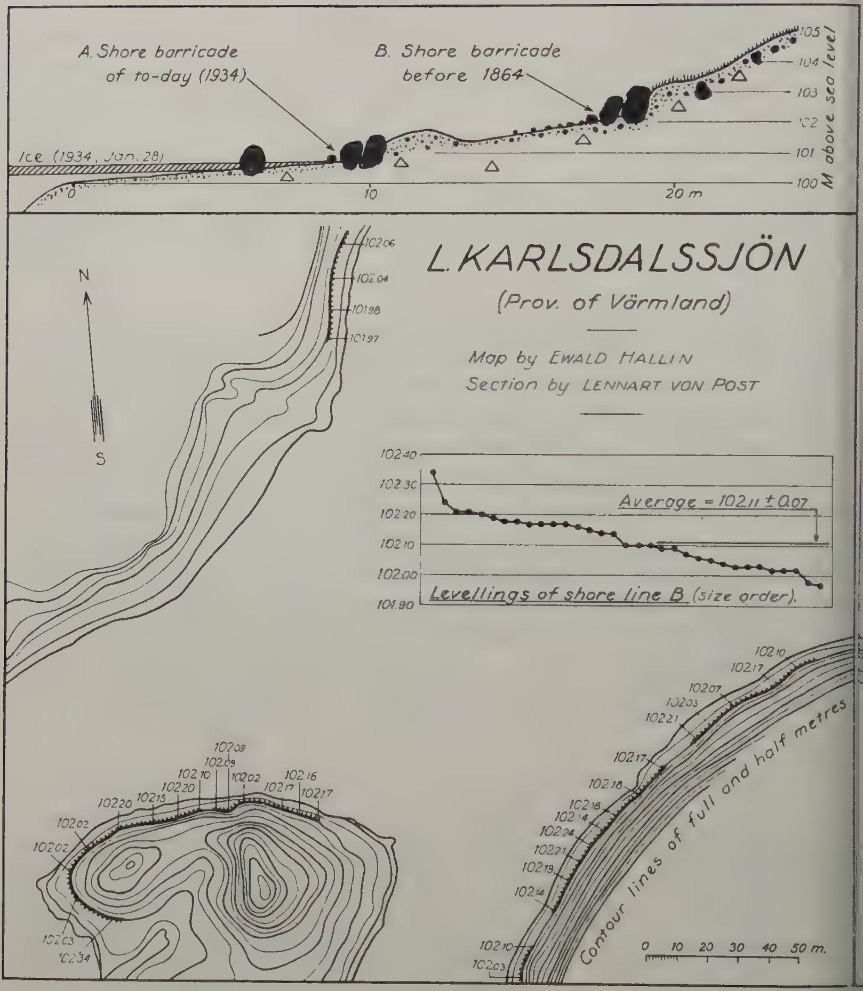


Fig. 6.

that those surface forms be termed "sublittoral plains" (VON POST, 1946, 1947).

Doubtless the evenness of these plains is due to waves and currents of the sea having flattened original elevations, and filled up the depressions with sediments. They prove to be, on the whole, abrasion plains, their surface very often cutting the strata of the soil. Considering their width, however, they can hardly be explained as formed by progressive shore abrasion, even though the proximal belts have indubitably resulted from littoral erosion. In my opinion, these plains have been formed just below sea level, during long periods of standstill in the negative shore

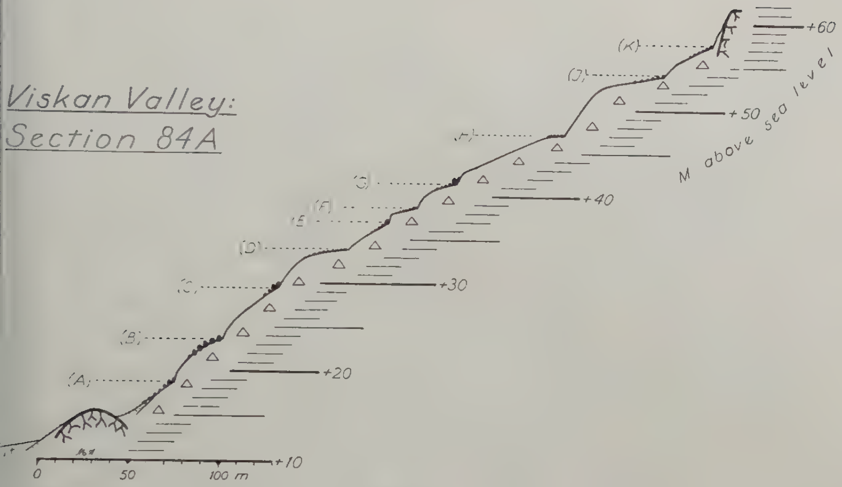


Fig. 7.

splacement. As a matter of fact, every distinct shore line that is und regularly throughout an area shows the normal shore movement have been interrupted. The so-called sublittoral plains do not, how- er, necessarily end with a distinct shore mark. Sharp knees are lacking, a rule, at their proximal edges. They commence at the bottoms of oping ground belts, sometimes as genuine cliffs. But the transition is ostly gradual, either owing to secondary smoothing out, or because ere is a sequence of individual knees connecting plain and cliff. Such fact proves the plains to be collective effects of several successive andstills of the shore. That explains their having become the predo- inant surface forms of the Halland coastal plain that they actually are.

In Halland, sublittoral plains may have been developed in most of e occurring soils: moraine, fluvioglacial, or littoral, sand and gravel, d clay. Particularly in the inner parts of South Halland these plains nsist of coarse, well-sorted gravel, stratified rather horizontally. Such avel has very great resemblance to the periglacial "Schotter" of ntral Europe, and may even have a similar origin. In any case, it y be derived from the melting ice. One terrace plain has been cut in low the other so that little is left of the original delta morphology.

In the inner parts of the Viskan Valley, where deposits from the older skan Fiord compose the whole bottom bed of sediment, sublittoral ins are almost as dominant a feature as in the corresponding areas South and Central Halland. At standstills of the sea level large plains re eroded in the flat old fiord bottom, which was still unconsolidated. e waves might have swirled up the silt, lowering more and more the

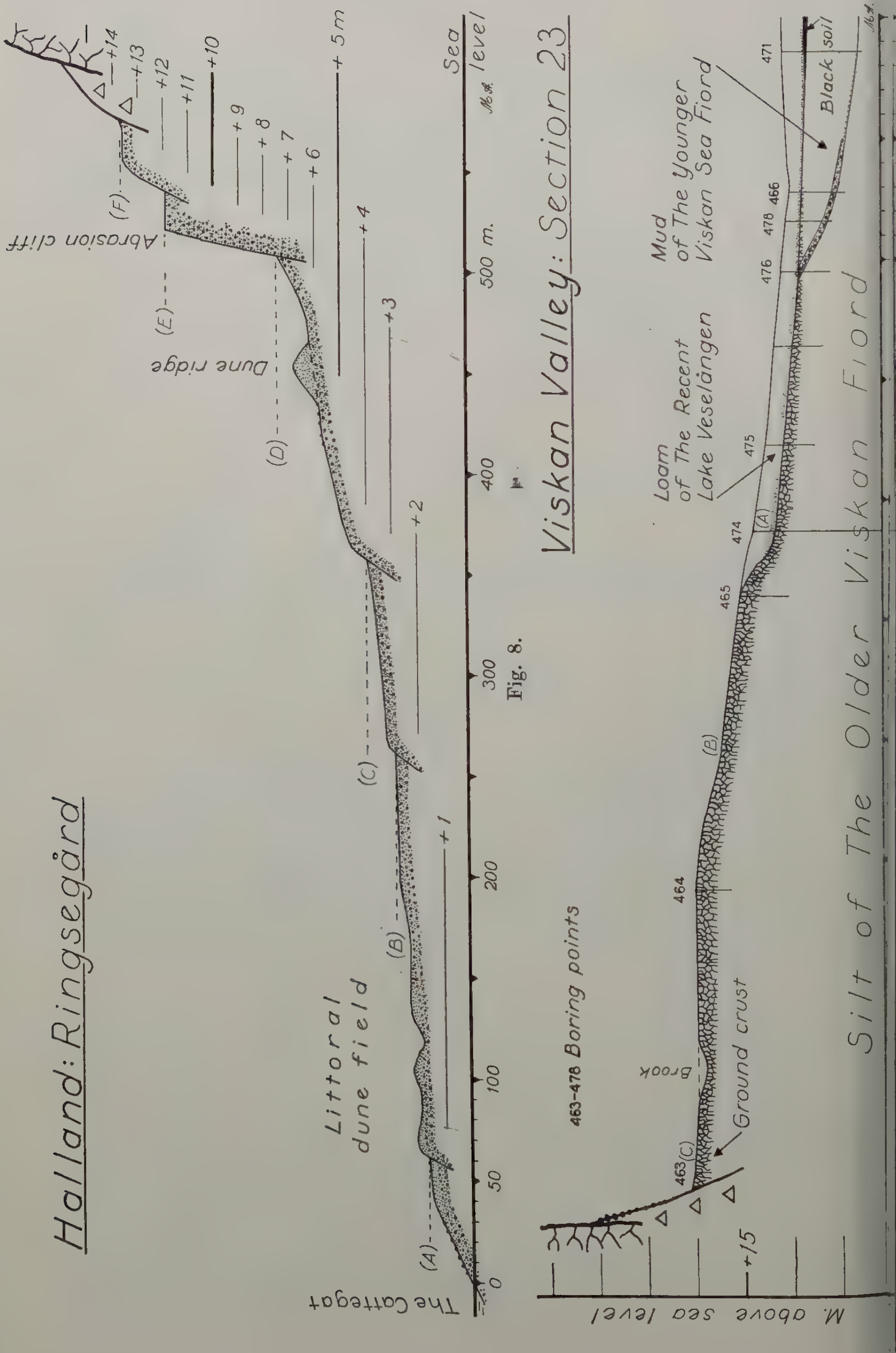

Halland: Ringsegård
The Cattegat
Littoral dune field
(A)
(B)
(C)
(D)
(E)
(F)
Dune ridge
Abrasion cliff
+1
+2
+3
+4
+5 m
+6
+7
+8
+9
+10
+11
+12
+13
+14
Sea level
0
50
100
200
300
400
500 m.
Viskan Valley: Section 23
463-478 Boring points
Brook
Ground crust
463 (C)
464
(B)
465
474
(A)
475
476
478
466
471
Loam of The Recent Lake Veselången
Mud of The Younger Viskan Sea Fiord
Black soil
Silt of The Older Viskan Fiord
M. above sea level
+15

Fig. 8.

ord bottom. This process resulted in actual plains. When raised above ea level, these plains bear witness that the shore remained stationary for onsiderable periods. The sublittoral plains of the Viskan Valley do not, owever, any more than their counterparts in Halland, afford exact alues for the height situation of the ancient shore. None the less, oth have proved useful when constructing the shore-plane diagrams s indicators where shore level has remained for a long time within a ertain altitude zone (fig. 8).

A sublittoral plain, dating from an advanced stage of the Post-Glacial egression, and partly buried under Post-Glacial sand, occupies the outhern part of the Horred plain (fig. 9), so that the muddy sediments, hat characterize the area of the Younger Viskan Fiord on the opposite de of present River Viskan, are entirely absent. This sublittoral plain also eroded in older fiord clay, and has formed a half-dry marsh, artly with a sheet of dopplerite on the top of it, partly with the clay oil weathered subaerially so that the surface layers have become ardened by exsiccation and intersected by a dense network of open ssures which were filled by sand from the subsequent transgression.

Rock beaches:

The absence of sheltering moraine within large areas of South West weden invited the cutting of shore marks into the bed-rock itself. evertheless, distinct rock beaches are very rare; and, besides, it is ten doubtful whether the erosion traces are due to littoral, or fluviogla- al action. Even when the littoral origin is evident, shore marks of is kind are of little use for determining exactly the ancient water vels. Neither in the Viskan Valley, nor in Halland, have rock beaches een reckoned with unless checked by other kinds of shore mark. Two pes of rock beach ought, however, to be described, as being significant different respects.

In fig. 10, there are reproduced, from material of the Halland investi- tion, a few portions of the sections from »Stora Gubbanäsan», the esternmost part of the isle of Getterön, near Varberg. Bedrock is oded by water in a way that is rather unusual in the archipelagos of veden, but is earlier described, as littoral effect, from Kullaberg HLMANN, 1916) and from Bohuslän (LJUNGNER, 1930). Just in cases e this, the origin of the water-erosion sculpture may look debatable; t here its nature of shore formation is evident, because the erosion is stinctly confined to two altitude belts, both connecting with adjacent sed beaches, formed out in soil. The erosion effects on the bedrock ow, furthermore, a manifest dynamic relationship to these beaches.

The bedrock erosion belts at »Stora Gubbanäsan» could be charac-

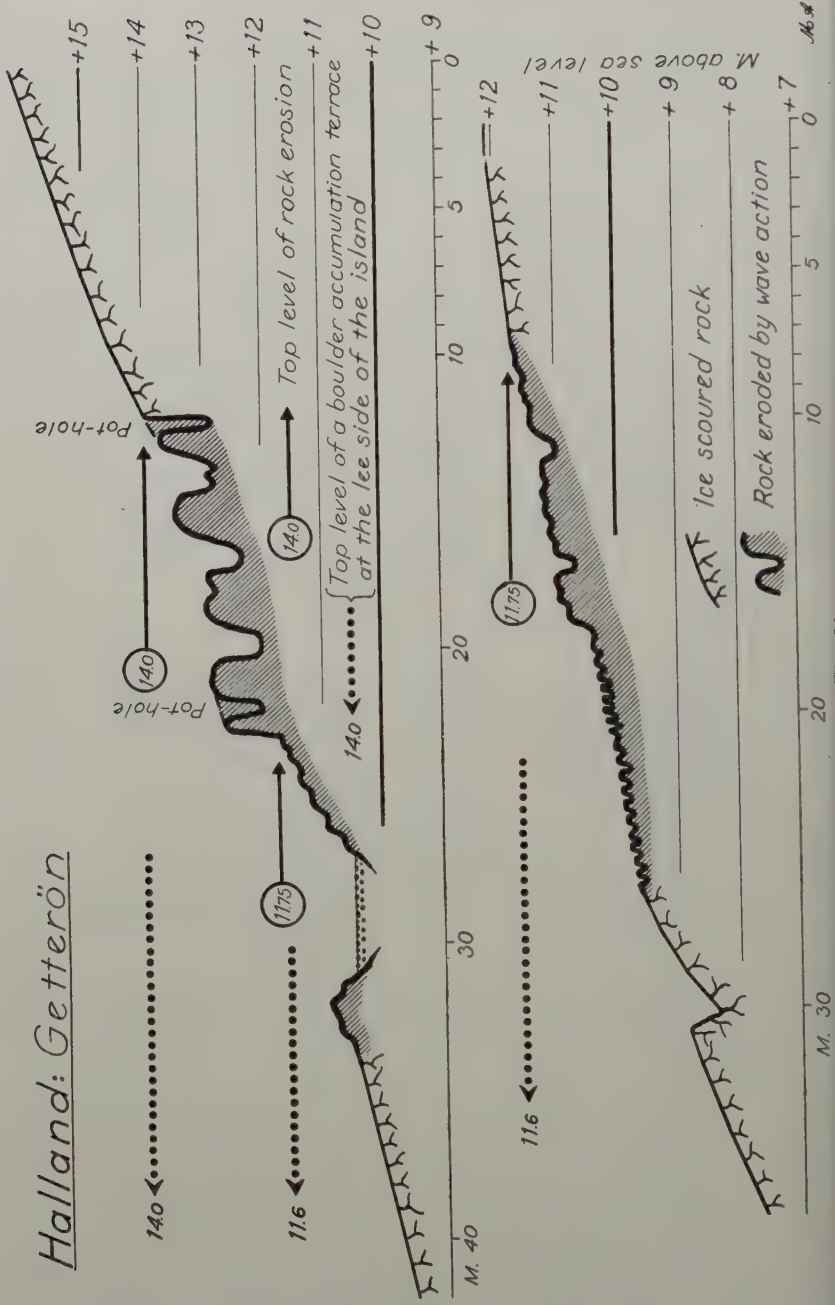

Halland: Getterön
+15
+14
+13
+12
+11
+10
+9
0
5
10
20
30
M. 40
Pot-hole
Pot-hole
14.0
14.0
11.75
14.0
11.6
Top level of rock erosion
Top level of a boulder accumulation terrace at the lee side of the island
14.0
+12
+11
+10
+9
+8
+7
M. above sea level
0
5
10
20
M. 30
11.75
11.6
Ice scoured rock
Rock eroded by wave action

Fig. 10.

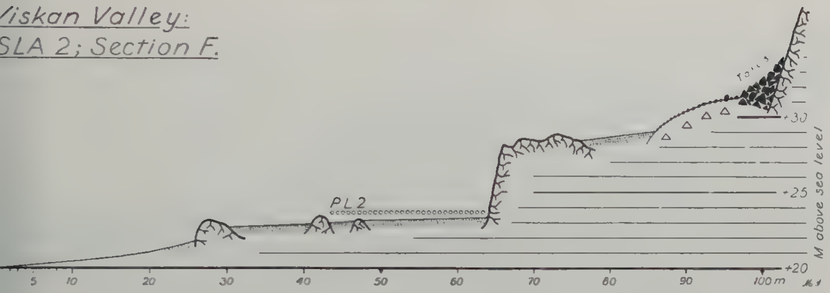


Fig. 11.

erized as a sort of "Rauk field". ("Rauk" is — on Gotland — the name of rock pillar that has been broken free by wave erosion. Usually, a umber of "rauks" occur clustered together within a narrow area; "rauk"field.)[1] In this case, however, the "Rauks" have deposited heir load leeward of the erosion field so as to form a boulder terrace, ne proximal surface level of which is shown by the sections (fig. 10) match the top level of the eroded zone. It is also to be seen from the ections that erosion intensity, expressed by the depth of excavation, orresponds to the degree of development of the shore accumulation question: the upper excavation belt measuring about one metre in eight, the lower only half a metre, both reckoned from patches with lacial rock sculpture which have been left between the excavated ortions. The excavation has resulted in a labyrinth of trenches, separated by plinths and crestlike walls, determined as to trend and ocation by the rock structure. Small cavities and troughs, resulting om vertical excavation, are common; and there occur even actual ot-holes, some decimetres in depth.

Abundance of rounded forms, worn out by wave action, and, as rule, the comparative absence of the rough edges which result from ost weathering, are, in Halland, characteristics of the rock sculpture hroughout the whole sequence of Post-Glacial shore belts (fig. 11). t still earlier stages, however, frost weathering was predominant nd left its mark, more or less, everywhere in the Gothi-Glacial and ini-Glacial rock-shore profile. Even in the Viskan Valley, the latter ay exhibit every feature of such an "arctic type" of rock shore as has een described by Nansen (1922) and Tanner (1930). The occurrence this type of shore on the ancient Viskan Fiord is one piece of evidence, nong others, of genuine arctic climate during the Late-Glacial period South Sweden.

Just as on the Arctic Ocean, the older rock-shores of the Viskan Fiord ay have developed into a combination of well-defined cliff and shore

---

[1] "Rauk" is the same as stack.

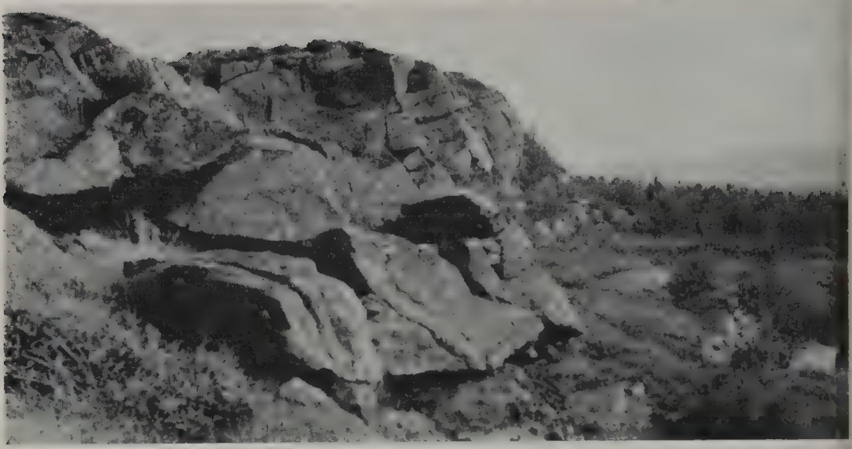


Fig. 12.

plain: the cliffs often several metres high; and the shore plains a few tens of metres in breadth (fig. 12 and 13). The cliffs are scarred with frost fracture; and may be intersected by channels, dug out to a considerable depth along frost-broken fissure zones. The shore plains may show the characteristic proximal excavation, resulting from snow and ice collecting at the bottom of the cliff; and, correspondingly, a distal bank of rock.

Rock cleavage may also be decisive for the shore development at places where Post-Glacial abrasion or accumulation terraces join steeps or rock. There, breaking waves may have affected the latter; widening the joints, in co-operation — more or less — with the frost; and pushing the cleavage blocks apart. Depending on the dip of the rock structure, the result has varied. On the southern side of the Viskan Valley where the layers of the gneiss are generally sloping outwards, the littoral breaking down has mostly taken the form of loosening the blocks, and making them slip down the layer surfaces into the actual wave zone, and there to be smashed up into boulders that were, eventually, rounded off and deposited on the shore plain (fig. 14). On the opposite side, inward dip allowed erosion to undermine the cliff, forming caves and projecting shelves, which finally broke and plunged into the sea.

Deformed shore marks:

Rock beaches look fresh even after ten millennia or more and show slight traces of secondary deformation. Even shore marks in soil may be found undisturbed, especially in areas that have never been cultivated.

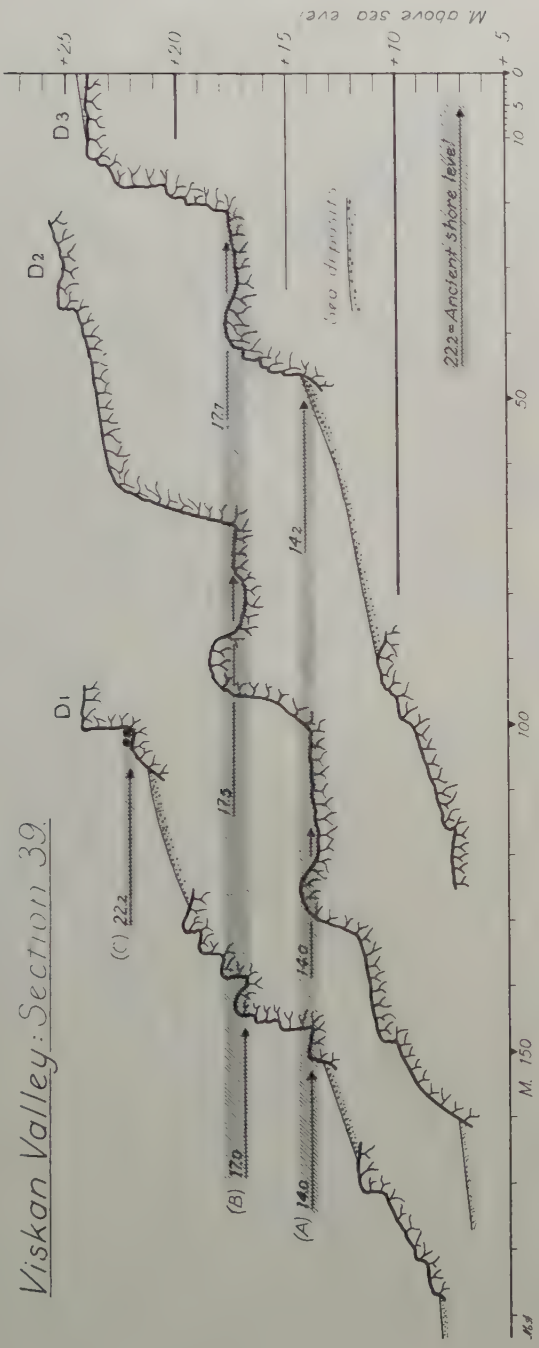

Viskan Valley: Section 39
M above sea level
+25
+20
+15
+10
+5
0
0
5
10
50
100
M. 150
D3
D2
D1
Sea deposits
22.2 = Ancient shore level
17.1
14.2
17.5
14.0
(C) 22.2
(B) 17.0
(A) 14.0

Fig. 13.

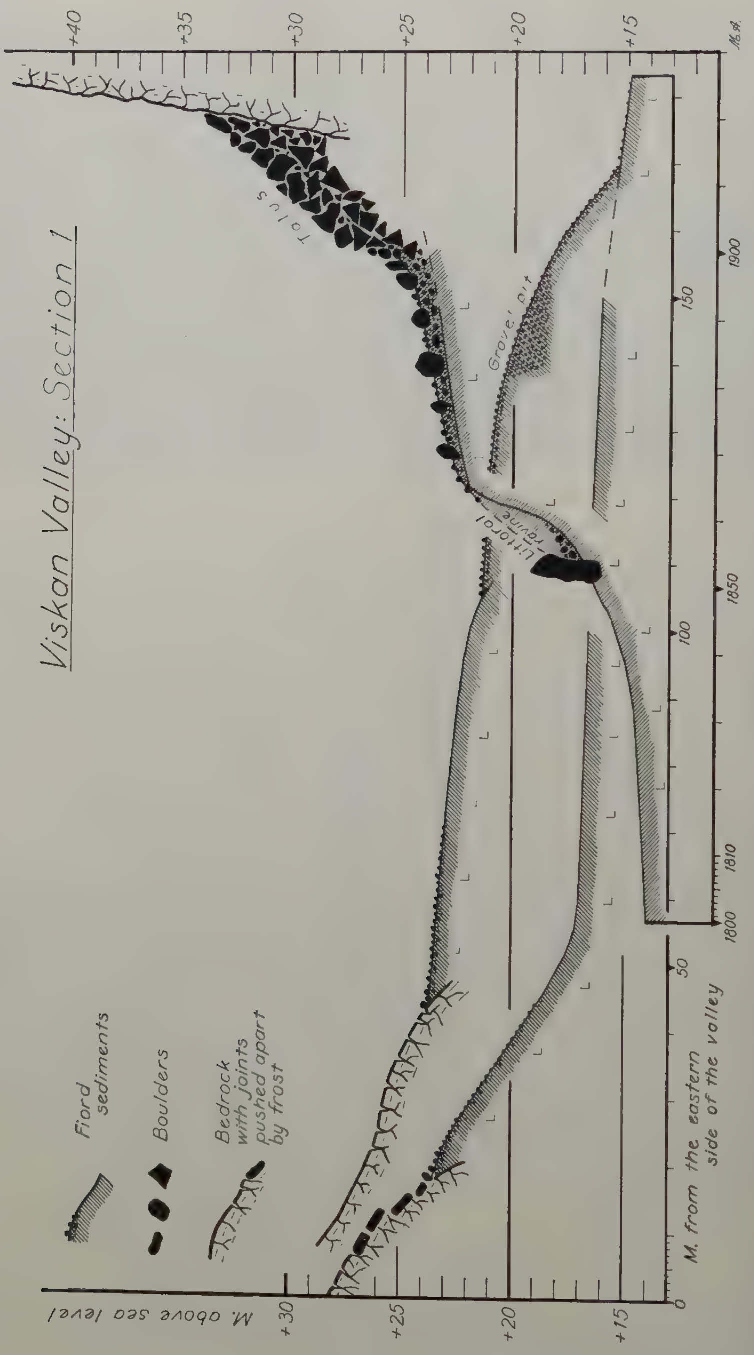

Viskan Valley: Section 1
Talus
Gravel pit
Littoral ravine
Fiord sediments
Boulders
Bedrock with joints pushed apart by frost
M. above sea level
+30
+25
+20
+15
+40
+35
+30
+25
+20
+15
M. from the eastern side of the valley
0
50
100
150
1800
1810
1850
1900

Fig. 14.

Agriculture, however, deprives the shore profile, more or less, of its original distinctness, smoothing the erosion knees,[1] and turning their almost angular sharpness into soft roundness. Then, one has either to draw one's section through wood land; or, if such is not available, to try reconstructing the actual knee point, although buried under, perhaps, a metre or two of secondary soil. For this purpose, one has to arrange a series of measuring points at short intervals on both shore plain and cliff. The close levelling ought to commence, on the plain, some ten or twenty metres, at the least, from the bottom of the cliff, and stretch up the latter. The section being drawn up, the real knee level is, as a rule, easily determined by extrapolating the section lines of cliff and plain, thus ascertaining the intersection point. The method has been proved reliable by digging out in a couple of deformed Viskan sections the original shore profile. But, if one believes oneself capable of locating ocularly the ancient water line of such a deformed shore profile, one is very often much mistaken.

However, not merely land cultivation has deformed the raised beaches. Subaerial erosion has, as a matter of course, also been a main factor. The sublittoral plains may be cut through by brook ravines to such a degree, that, at first sight, they seem hilly terrains, and only levelling discloses an even level. Yet, even when the plains are tolerably well preserved, there appears a particular erosion factor the work of which s finished today, but was intense enough in the past: viz. solifluction mainly, as it seems, due to the severe climate conditions of Late-Glacial time.

The solifluction traces are partly deep, V-shaped ravines of the well-known type (fig. 15), and partly rather shallow, flat-bottomed depresions; both types, however, mostly without running water, and branching out in such a way as characterizes true solifluction ravines. The V-shaped avines are confined to sand and clay areas, the soil of which nearly lways contains a silt (Swed. »mjäla») that forms the particular creeping soil. The flat depression systems occur in coarser kinds of earth; even n the "Schotter"-like gravel, mentioned above, and in moraine. Often he main stem, or a larger branch, of the ravine runs along the cliff f an ancient shore. The cliff has supplied water; either through surface rainage collecting at its bottom, or owing to shore erosion having cut a round in the soil that released an outpour of ground water. Anyhow, xcavation of the proximal belt of the shore plain may have deformed he shore profile so that the ancient water level is to be reconstructed n indirect ways, analogous to those mentioned above in the case of sfiguring by land cultivation.

---

[1] The nips.

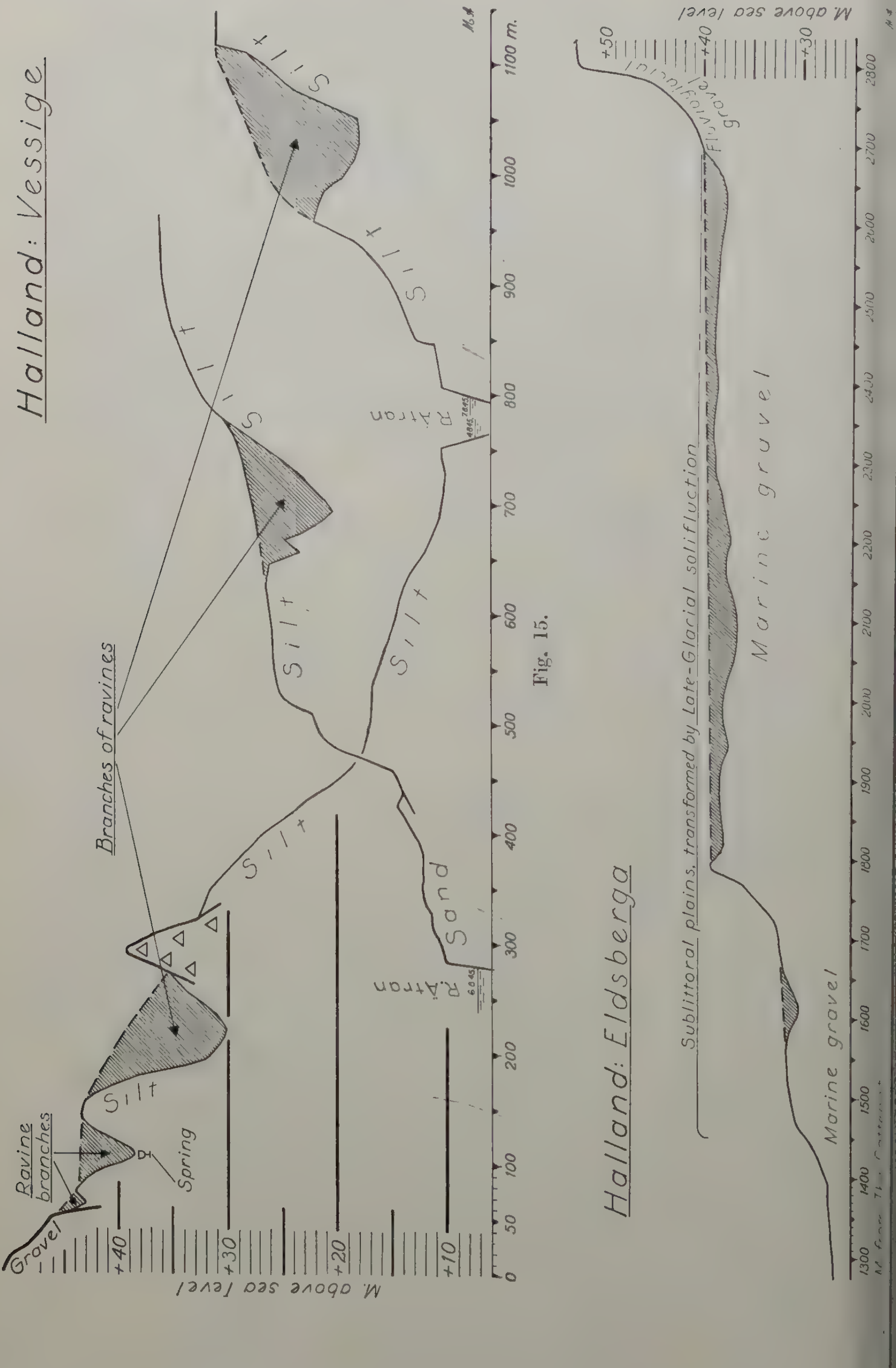

Halland: Vessige
Branches of ravines
Ravine branches
Gravel
Spring
Silt
Silt
Silt
Silt
Silt
Silt
Sand
R. Ätran
6.0.45
R. Ätran
4.8.45
7.8.45
M. above sea level
+40
+30
+20
+10
0
50
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100 m.
Halland: Eldsberga
Sublittoral plains, transformed by Late-Glacial solifluction
Fluvioglacial gravel
Marine gravel
Marine gravel
M. above sea level
+50
+40
+30
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
2100
2200
2300
2400
2500
2600
2700
2800

Fig. 15.

Either kind of solifluction ravine now described is manifestly "dead". Recent solifluction, in the proper sense, is nowhere observed. Cultivated fields cover, uninterruptedly, the whole ravine landscapes. Land cultivation has even smoothed the angular forms that might have been the original ones. The only indications of persisting growth of the ravine systems which could be traced are connected with springs that pour forth at the bottoms of the ravine valleys, metres below the ordinary soil surface and the points of the ravine branches. But, as a matter of fact, conditions around these springs add another piece of evidence to those that suggest ravine formation to be mainly an event of the past, and to have taken place under other hydrological conditions than the present ones. Because erosion of today is strictly confined to the outflow brooklets from the springs and proceeds at a rate that is next to nothing in comparison to that which formed the ravines themselves. Then, ground-water level must have stood considerably higher than nowadays, and the spring flow been stronger. And furthermore, the ravine systems open in the cliffs of different raised beaches, mostly without alluvial fans. The base-level of ravine formation must have been the sea at various stages of the negative displacement of the shore. This fact provides a basis of dating the ravine formation in Halland. Downwards, the occurrence of ravine mouths ceases at the Post-Glacial transgression-limit, or — at higher isobase-latitudes where Fini-Glacial shores have risen above P. L. — at one of these. The solifluction ravines of the Halland coastal plain must in general date from earlier phases of Late-Glacial time.

No doubt, the ravine-like depressions of the siltless gravel areas (fig. 16) form parallels to the solifluction valleys which have been described by JULIUS BÜDEL from the Austrian footland of the Alps (BÜDEL, 1944). BÜDEL may be quite right in suggesting these valleys to be effects of the "periglacial climate". Personally, I have pointed out some other examples of Late-Glacial ravine formation in Sweden (VON POST, 1945), and stressed the significance of this phenomenon for ascertaining the character and duration of Late-Glacial climate.

Solifluction in coarse soils seems to be confined to the southern parts of Halland, and does not occur in the Viskan area. Being obviously formed in the ordinary manner, viz. by regressive erosion beginning at the river banks, these ravines do not affect the shore marks; and the date of their origin is disputable. The ravine stems open to the river; and some of them are doubtless Post-Glacial.[1] Others might either be contemporaneous with these, or date from a stage of development previous to the Post-Glacial transgression when the river bed had already been eroded. I have, however, not been able to decide whether the indications in this direction actually hold good.

---

[1] The gullies have been described and discussed by WENNER: "The deltas and terraces of the River Viskan — — ", Geografiska Annaler 1950.

Tempest shore lines (Swed. stormstrandlinjer; De Geer, 1925, 1930, 1940)?

It stands to reason that the formation of every shore mark, which exhibits a satisfactory degree of development, demands a certain space of time during which the shore level remained stationary. On the other hand, the standstills of the shore must not necessarily have lasted very long: On Lake Hjälmaren — lowered in 1875 for a couple of metres — I found in 1908 a good and continuous littoral cut eroded in moraine at the new high-water level. In 1929, it had developed into a complete shore profile with the cliff some metres in height, and on the shore plain patches of boulder pavement and a plenty of residual rock blocks, the latter frequently driven together into shore barricades. Less than sixty years had been enough for a fully developed erosion terrace to be formed. In extreme cases much shorter periods can suffice. At shores consisting of sand that is easily eroded, an extraordinary flood lasting only for a few hours can determine the level of the littoral knee for years. For example, on Lake Siljan, a high-water mark cut on May 18th, 1916, remained as the border line between cliff and plain far into the twenties (Fellenius and von Post, 1921; von Post, 1934). Finally, it is a well-known fact that a hard sea-wind can raise the water level for a day or two, and thoroughly re-shape the configuration of the shore line (Lundqvist, 1928).

The fact that persisting shore marks may be formed at quite ephemeral water levels induced De Geer to advance the hypothesis of "tempest shore lines". Firmly convinced that the Late-Quaternary land upheaval in Fenno-Scandia has proceeded without other interruptions than the Post-Glacial "subsidence" and, possibly, a Gothi-Glacial, and a Fini-Glacial one, De Geer grasped the possibility of getting a sequence of isochronous shore planes by means of occasional littoral cuts, and terraces, eroded by tempest floods. The criterion of tempest shore marks should be their occurrence only on windward slopes; and De Geer meant also to find several systems answering this definition.

Be this as it might — even if tempest shore lines should actually play as prominent a part as De Geer suggested they do, the bulk of the raised beaches of Halland and the Viskan Valley are certainly not of that kind. I shall not deny that the shore marks of these areas can occasionally be tempest lines. I even admit the probability of the water level of the ancient Viskan Fiord having been raised occasionally by south-western winds so as to leave a continuous shore mark that could be called a tempest one. But, none the less neither soil terraces with widths of, perhaps, some hundred metres, nor rock beaches, nor sublittoral plains could possibly have resulted from some hours, nor days, of littoral action. Such phenomena must be due to the shore level having remained unchanged for some longer period. This implies undeniably that the shore movement has been discontinuous. The nature of the discontinuities will be examined in later chapters.

As to the erosion cuts and narrow terraces, their behaviour excludes, n many cases, the possibility of accepting them as tempest effects. They are not unilateral. In the Viskan Valley the occurrence of shore marks at the same level on both sides of the ancient fiord may still allow their originating from an occasional driving up of the water level by sea wind. However, such an argument is weakened when the sections along which the beaches have been found are drawn through depressions in the valley sides that formerly were sheltered bays of the fiord. In areas devoid of coherent moraine cover, such depressions often afforded the only way to obtain a tolerably complete record of the ancient shore levels. In the former archipelago of Halland, the levelling ines very often traverse ancient islands. In fact, I endeavoured to get sections by which both windward and leeward sequences of shore marks were recorded, just in order to control the occurrence of tempest shore ines by comparing opposite exposition. The result was that shore marks appear so often at the same level on seaward and landward hillsides that pure tempest effects ought to be rather rare exceptions. Even small hore marks might, in general, reveal discontinuities in the rise of the and, the more so as they prove to be connected with larger ones.

“Shore-level analyses”:

To secure, as far as possible, accuracy of the shore-line figures no precaution has been omitted. As a matter of course, the calculations of the levelling protocols have been methodically controlled; and averagng the altitude figures of littoral cuts, etc., is already mentioned. Furthermore, in several cases, parallel sections have been levelled in rder to prevent differences in exposition, sloping of the shore land, nd coarseness of the soil to cause errors. At certain places, many lines f levellings have been established — shore-level analyses (“S. L. A.”) — the altitude figures used for diagram construction resulting, in uch cases, from five, six, seven, or more, separate measurings (cf. Chapter III). Shore marks of various types being very often represented n one and the same shore-level analysis, disagreements have been ound which may amount to one metre, or so; and, moreover, a certain shore line that is present in, for instance, four out of seven sections, may be failing in three, either because of the former littoral being unsuitable for a shore mark to be formed, or erosion at a lower level having cut away the shore land of previous stages of regression. Experiences like these ought to be remembered in synthesizing the epeirogenetic figures, as excuses for a shore plane not being represented in the one section or the other.

Polygenous shore marks:

In districts like the outer parts of the Viskan area, where the sea shore has moved down and up and down again, and stopped repeatedly because of discontinuities in its displacement, one may expect to find shore marks that do not date from a single occasion only, but are collective results of several periods of shore agency. In fact, "polygenous" raised beaches of this kind occur (VON POST, 1938). This is, for instance, the mode of formation of the huge cliffs that encircle several ancient islands in the Veddige area, just outside the mouth of the Viskan Valley. The bottom level of those cliffs corresponds to the Post-Glacial transgression limit; and in their present shape they are, as a matter of fact, magnificent monuments of that cardinal epeirogenic event. Yet, as is shown by my shore plane diagrams, they match older shore planes as well; and in places erosion cuts up the cliff still remind us of its compound origin. Since long ago, compoundness of shore accumulations is a well-known phenomenon (VON POST, 1902, 1903; KJELLMARK, 1903; THOMASSON, 1926, 1927, RYDBECK, 1928; LUNDQVIST, 1928; ALIN, 1934).

In addition to the literature cited after Chapter I the following literature has been cited:

AHLMANN, H. W-SON.: Mechanische Verwitterung und Abrasion an der Grundgebirgsküste des nordwestlichen Schonen. — Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. XIII, Uppsala 1916.
ALIN, J.: Strandlinjens läge i Göteborgstrakten vid slutet av den senglaciala landhöjningen. — Göteborgs K. Vet. o. Vitterh. Samh. Handl., 5:e följden, Ser. B, Vol. 4, Göteborg 1934.
BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — Geol. Rundschau, Vol. 34, Stuttgart 1944.
DE GEER, G.: The finiglacial subepoc in Sweden, Finland and the New World. — Geogr. Ann., Vol. 12, Stockholm 1930.
— Geochronologia Suecica Principles. — K. V. A. handl., Ser. 3, Vol. 18, Stockholm 1940.
KJELLMARK, K.: En stenåldersboplats i Järavallen vid Limhamn. — Antiqvarisk Tidskr. f. Sverige, Vol. 17: 3, Stockholm 1903.

JUNGNER, E.: Spaltentektonik und Morphologie der Schwedischen Skagerackküste. — Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. XXI, Uppsala 1930.

UNDQVIST, G.: Studier i Ölands myrmarker. — S. G. U., Ser. C, No. 353, Stockholm 1928.

ON POST, L.: En profil genom högsta litorinavallen på södra Gotland. — S. G. U., Ser. C, No. 195, Stockholm 1903.

— FELLENIUS, W.: Utredning beträffande erosionsrisker genom partiell reglering av Siljan. — Stockholm 1921.

— Bonäslinjen. En ledniva bland Siljanbäckenets senkvartära strandlinjer. — G. F. F., Vol. 56, Stockholm 1934.

— En kodex för klimathistorisk istidsforskning. Med randanteckningar ur svenska synvinklar. — G. F. F., Vol. 67, Stockholm 1945.

— Vår fornkultur i naturhistoriens ljus. — Svenska Turistfören. Årsskr. 1946, Stockholm 1946.

— Hallands marina fornstränder. — G. F. F., Vol. 69, Stockholm 1947.

YDBECK, O.: Stenåldershavets nivåförändringar och Nordens äldsta bebyggelse. — K. Hum. Vetensk. samf. Årsber. 1927—1928, Lund 1928.

HOMASSON, H.: Strandlinjer på Skägganäs. — G. F. F., Vol. 48, Stockholm 1926.

— Kolmårdens högre strandlinjer. — G. F. F., Vol. 49, Stockholm 1927.

ostscript on Rock Beaches

As Lennart von Post himself pointed out, any rock beaches are ikely to be much affected by the sheet structure of the bedrock. therwise the formation of rock terraces would require the sea level emaining constant over a very long period of time, whether the limate was arctic or temperate while the terraces were being cut. he present editor of von Post's postumous work will be dealing ith the various types of strand lines in a later chapter of this work.

Carl-Gösta Wenner

A preliminary determination of the maximum age of the Alnö rocks

By

H. v. ECKERMANN and F. E. WICKMAN

The following observations made by one of us (H. v. ECKERMANN, 1948) are important for a discussion of the age of the rocks of the Alnö formation.

1. A radial carbonatite dike cuts a Jotnian porphyry dike at Rödö Island (Pl. 51, fig. 4 and Pl. 58 (map)).
2. A radial biotite-alvikite dike intersects the Jotnian basal conglomerate and sandstone at Barsevik NE Alnö (p. 126 and analysis no. 114).
3. The presence of pebbles formed by erosion from Jotnian diabase in an alnöite breccia at Hovid (p. 160).
4. The fact that the movements have been small along the large faults between the Alnö Island and the mainland, viz. islands situated further to the east, after the intrusion of the Alnö dikes (p. 161) and
5. Several hitherto unpublished observations in a tunnel under construction for the hydroelectric power station at Bergeforsen, about 6 km NW of Alnö, where cone sheets of Alnö rocks were found intersecting Jotnian rocks.

In his monography v. ECKERMANN (1948) assumed that the Alnö rocks are somewhat younger than the Jotnian, i. e. they should be post-Jotnian but pre-Cambrian. However, the possibility of the Alnö rocks being Permian, as are some other Fennoscandian alkaline rocks, was not excluded on account of the observations given in paragraph 4.

One of us (v. ECKERMANN) has investigated the radioactivity of the Alnö rocks in order to find radioactive minerals suitable for an absolute age determination. It was found that some of the minerals forming a eries with gradually increasing niobium content, from perowskite knopite) through dysanalyte to pyrochlore, were particularly radioacive. Complete analyses of these minerals have been performed by . Blix and T. Berggren. In some of these cases uranium has been etermined polarographically by G. Wingårdh, in others uranium was stimated approximately by v. Eckermann by comparative measurements of the radioactivity.

The highest contents of uranium and thorium were obtained polarographically on a sample of knopite which came from the collection of the ate prof. Holmqvist. Hitherto this mineral has been found only in oulders on the Alnö Island and never in an outcrop. Unfortunately the ample was totally used up in the analysis, and therefore nothing remained for an age determination.

These analyses gave the following results:

		U_3O_8	ThO_2
1	Knopite	0,04 %	3,00 %
2	Perowskite in soevite, Stugholmen	0,01 %	0,24 %
3	Dysanalyte in soevite, Prickskär	0,01 %	0,08 %
4	Pyrochlore in soevite, Smedsgården	0,00 %	0,15 %
5	Pyrochlore in soevite, Smedsgården	0,03 %	1,31 %

Samples similar to 2, 3 and 5 were used for age determinations. The ad contents were too small in samples 2 and 3, however, to be of any alue, so they could not be used. Obviously the pyrochlore varies rongly in the contents of uranium and thorium, and the sample used y A. Parwel for a chemical analysis gave the following results:

Pb: 0,0405 %
U: 0,026 %
Th: 1,51 %

rom these values the apparent age can be calculated, viz.,

$$\frac{Pb}{U + Th} = 0{,}0264 \text{ and } \frac{U}{U + Th} = 0{,}017$$

hich gives us an age of 562 million years (Wickman 1944).

Until the lead separated in the analysis has been measured in a mass ectrometer this value is to be taken as indicating a maximum age ly, as we do not know whether the pyrochlore on Alnö Island contains iginal lead.

If the value is correct, the Alnö rocks should be regarded as Eocamian, but this conclusion seems rather doubtful because in that case the servations mentioned in paragraph 4, are difficult to explain.

References

H. v. ECKERMANN, 1948, The alkaline district of Alnö Island. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 36.

F. E. WICKMAN, 1944, A graph for the calculation of the age of minerals according to the lead method. Sveriges Geol. Unders. Ser C. N:o 458.

En metod för beräkning av en genomsnittlig grundvattenyta

Av

HARALD SVENSSON

Zusammenfassung. Eine Methode zur Berechnung eines durchschnittlichen Grund-asserspiegels. Die Methode setzt die Kenntnis der Raumkoordinaten für den Grund-asserspiegel in einer Anzahl von Punkten voraus. Aus diesen nach Koordinaten fest-elegten Punkten wird eine Fläche entwickelt, deren Abweichung von den gegebenen unkten so klein wie möglich sein muss. Nimmt man an, dass die Fläche die Form (1) at, können die Koeffizienten mit Hilfe von Gleichungen (2) berechnet werden. Der uadratische Mittelwert der Abweichung kann nach (3) wie unten berechnet werden. Mit ilfe der Gleichung der Fläche kann die Neigung nach jeder Richtung hin bestimmt erden.

Es muss hervorgehoben werden, dass die Homogenität aus geologischen und topogra-hischen Gesichtspunkten gefordert wird, um einen repräsentativen durchschnittlichen rundwasserspiegel für ein bestimmtes Gebiet zu berechnen. Die Punkte sollen auch öglichst gleichmässig verteilt sein.

Die Methode dürfte in anderen geologischen oder physikalisch-geographischen Zusam-enhängen von Nutzen sein. Ein Aufsatz über die Anwendung der Methode in der Pene-an-Forschung ist in Vorbereitung.

Den naturliga grundvattenytans läge i en trakt är förutom av topo-rafi och nederbördsförhållande främst beroende av de lösa jordlagrens amt berggrundens beskaffenhet. Grundvattenytan torde därför i all-änhet representera en undulerande yta.

För praktiskt geologiska undersökningar kan det vara av intresse att tillgängliga data rörande grundvattenytans läge söka konstruera t plan, vilket så nära som möjligt ansluter sig till den verkliga grund-attenytan.

För de matematiska beräkningarna av en dylik genomsnittlig grund-ttenyta är det nödvändigt, att koordinaterna (x och y i horisontal-anet samt z i vertikalplanet) för den faktiska grundvattenytan i ett tal punkter äro kända. Antager man, att den genomsnittliga grund-ttenytan, hänförd till ett tredimensionellt koordinatsystem är av rmen $ax + by + z + c = 0$. (1) kan med hjälp av minsta kvadrat-etoden, konstanterna a, b och c bestämmas, så att planets avvikelse ån de givna punkterna blir så liten som möjligt. Följande ekvationer n nämligen härledas:

$$\left.\begin{aligned} a\,\Sigma x^2 + b\,\Sigma xy + c\Sigma x + \Sigma xz &= 0 \\ a\,\Sigma xy + b\,\Sigma y^2 + c\Sigma y + \Sigma yz &= 0 \\ a\,\Sigma x \quad + b\Sigma y \quad + nc \quad + \Sigma z &= 0 \end{aligned}\right\} \quad (2)$$

r a, b och c äro de sökta koefficienterna samt n antalet observa-ner.

Det ligger närmast till hands, att vid beräkningar av ovan angivet slag utgå från grundvattenytan, sådan den kommer till synes i brunnar samt medelst mätningar på en karta angiva x- och y-koordinaterna för en brunn, utgående från två bestämda riktningar såsom x- och y-axlar, z-koordinaten representerar vattenytans höjd över xy-planet, d. v. s. o-planet.

Det ligger i sakens natur, att skall en beräknad genomsnittlig grundvattenyta ej alltför kraftigt avvika från de faktiska förhållandena, bör området vara tämligen enhetligt ur geologisk synpunkt samt ej vara alltför kuperat. Vidare böra observationspunkterna vara någorlunda jämnt fördelade.

För att illustrera hur ovanstående metod arbetar, har en godtyckligt vald del av Kalmar län behandlats. Det skall framhållas, att detta gjorts endast i akt och mening att exemplifiera utan tanke att av resultatet draga några slutsatser för nämnda trakt. Då inga data från brunnar stått till buds, ha beräkningarna måst utgå från kartans uppgift om sjöar. För att antalet punkter ej skulle bliva för lågt, har ett område motsvarande de fyra kartbladen av ekonomiska fotokartan: Agebo, Ramsjö, Björnasjö och Oskar behandlats. Antalet sjöar, vilka med sina koordinater ingått i beräkningarna, är 34. Sjöarnas mittpunkter ha fått utgöra de koordinatbestämda punkterna, på vilka beräkningarna baserats. Till origo har valts det gemensamma hörnet av nämnda kart-

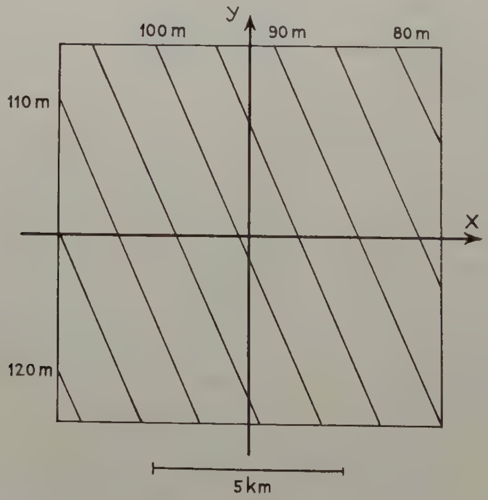


Fig. 1. Nomogram, visande den genomsnittliga grundvattenytans läge inom det behandlade området.

Nomogramm des durchschnittlichen Grundwasserspiegels des Untersuchunggebietes.

lad (se fig.). Axlarna representeras av bladskarvarna med x-axeln i den st-västliga riktningen.

Om beräkningarna utföras med meter som enhet, kan med hjälp av vanstående ekvationsystem följande värden för koefficientrna a, b, ch c bestämmas för ifrågavarande område: $a = 0{,}00318$, $b = 0{,}00138$, $= -98{,}94$. Ekvationen för planet, representerande den genomsnitt-iga grundvattenytan får därför formen $0{,}00318x + 0{,}00138y + z -$ $8{,}94 = 0$, d. v. s. ett plan, som skär både positiva x-axeln (skärnings-unkten erhålles, om y och z sättas = 0) samt positiva y-axeln (skär-ingspunkten erhålles, om x och z sättas = 0). Den allmänna lutningen planet är ostnordostlig.

Med hjälp av planets ekvation kan nu — och däri torde metodens törsta förtjänst ligga — höjden av den genomsnittliga grundvatten-tan bestämmas i en godtycklig punkt inom ifrågavarande område. ntag att man söker ett höjdvärde på grundvattenytan i en punkt ned koordinaterna $x = 1\,000$ $y = 500$. Insättas dessa värden i ekva-onen, erhålles $z = 95{,}07$. Önskar man veta, var grundvattenytan når 00-metersnivån (d. v. s. $z = 100$), erhålles av den ursprungliga ekva-onen för planet $0{,}00318x + 0{,}00138y + 1{,}06 = 0$, d. v. s. en rät linje, om skär negativa x- och y-axlarna. På fig. 1 har framställts grund-attenytans höjd inom området i nomogramform.

Beträffande den allmänna lutningsriktningen i ett plan av ovan an-vet slag kan följande enkla uttryck för dess beräkning uppställas: $v_R = \frac{b}{a}$, där v_R betyder riktningen i förhållande till x-axeln samt b och c utgöra koefficienterna i planets ekvation.

När det gäller planets lutning, v_L, med horisontalplanet, kan den räknas enligt formeln: $\text{tg}\ v_L = \sqrt{a^2 + b^2}$.

I det ovan genomförda exemplet är lutningen riktad mot ost 23,5° rd. Lutningsbeloppet i denna riktning är 0,2°.

För bedömning av hur det härledda planet anpassar sig i höjdled till givna punkterna kan användas formeln:

$$d = \pm \sqrt{\frac{\Sigma z^2 + a\Sigma xz + b\Sigma yz + c\Sigma z}{n}} \quad (3)$$

r d betyder avvikelsens kvadratiska medelvärde.

Tidigare har framhållits hurusom homogenitet ur geologisk och to-grafisk synpunkt kräves såsom en förutsättning för att en representa- genomsnittlig grundvattenyta skall kunna beräknas. Det behandla- området blir väl därför i allmänhet tämligen begränsat. Får området rre utsträckning, måste det även tagas under övervägande, i vad mån llständighet i kartans projektion kan spela in.

Matematiskt sett är ovanstående metod, såsom i korthet nämnts, problemet att med minsta möjliga avvikelse anpassa ett plan till givna punkter (det erfordras minst 3 punkter, som ej få ligga på en och samma räta linje) i rymden. Metoden kan tänkas vara till nytta i andra geologiska eller fysiskt geografiska sammanhang. Tanken går närmast till peneplanforskningen, där det gäller att med hjälp av typiska terrängpunkter söka fastlägga erosionsytor. En uppsats i denna fråga är under utarbetande.

MEDDELANDE

från

VENSKA FÖRENINGEN FÖR LERFORSKNING

(Reports of Swedish Clay Research)

Nr 5

Februari 1956.

INNEHÅLL

östmötet 1955.

utoreferat av föredrag vid höstmötet 1955

- R. C. Mackenzie: The use of differential thermal analysis in soilclay mineralogy.
- A. Danielsson: Några synpunkter på användningen av Norelco-diffraktometern för kvantitativa fasbestämningar.
- I. Th. Rosenqvist: Om naturlige og kunstige leirers skjærfasthet.
- S. Fredén: Några undersökningar över snabbmetoder för bestämning av lerors flytgräns.
- E. Saare, Värmeledningsförmågan hos några kvartära leror.

. Jasmund, Erfahrungen bei röntgenographischen Untersuchungen von Tonmineralen mit einer Guinier-Kamera.

otiser.

Föreningens ändamål är att främja intresset för vetenskaplig utforskning av lerornas enskaper och att sammanföra för detta syfte intresserade personer till föredrag och dis-ssioner angående gemensamma problem.

Inträde i föreningen kan vinnas av varje svensk person, som sysslar med lerforskning. ımälan om inträde kan göras till någon av styrelsens medlemmar. Styrelsen må även er därom gjord anhållan bevilja medlemskap åt utländsk forskare, som arbetar i erensstämmelse med föreningens syfte.

Medlemsavgiften är kr 5: — per år och kan inbetalas på postgiro 39 02 17, Svenska reningen för Lerforskning, Sv. Geol. Unders., Stockholm 50.

Till sekreteraren kan lämnas uppgifter om namn- och adressförändringar.

Styrelsen har följande sammansättning:

Ordförande: Civiling. Åke Grudemo, Cement- och Betonginst., Stockholm 70.

Sekreterare och tillika kassaförvaltare: Fil. lic. Ann Marie Byström, Sveriges Geologiska ıdersökning, Stockholm 50.

Övriga ledamöter: Laborator Bengt Collini, Kungl. Lantbrukshögskolan, Uppsala 7., d.-chef Folke Rengmark, Statens väginstitut, Stockholm Ö, civiling. Sten Odenstad, ıtens geotekniska institut, Stockholm Ö, samt som suppleant fil. kand. Sven Fredén, ıtens väginstitut, Stockholm Ö.

-563060. G.F.F. 1956.

Höstmötet 1955

Svenska föreningens för lerforskning höstmöte 1955 hölls den 28 nov. i IVA:s lokaler i Stockholm.

Med en tyst minut hyllades de under året bortgångna medlemmarna överingenjör W. Kjellman och f. d. överingenjör T. Hultin.

Vid årsmötesförhandlingarna godkände föreningen styrelse- och revisionsberättelserna och styrelsen beviljades full ansvarsfrihet för det gångna verksamhetsåret. Styrelsen fick den sammansättning, som meddelats på första sidan. Till revisorer valdes laborator K. I. Skärblom och statsgeolog E. Mohrén med lektor L. Silfverberg som suppleant.

Förslag förelåg från styrelsen att uppdela sekreterarposten och tillsätta en särskild kassaförvaltare inom styrelsen, vilket förslag godkändes av föreningen.

DTA-kommitténs rapport, sammanställd av agr. lic. K. Vahtras, föredrogs. I anledning av rapporten yttrade sig hrr Silfverberg, Assarsson, Hagerman och Simonsson. Föreningen utsåg hr Hagerman att sammanställa material av typiska svenska leror till standardprover.

Ordföranden meddelade att det var önskvärt att de formulär rörande apparatur och arbetsmetodik, som tidigare tillställts medlemmarna, återsändes ifyllda gärna med en kortfattad formulering på svaren.

Som gästföreläsare hade inbjudits Dr. R. C. Mackenzie från The Macaulay Inst. of Soil Research, Aberdeen, och Dr. phil. I. Th. Rosenqvist, Norges Geotekniske Institutt, Oslo. Vidare hölls föredrag av fil. lic. A. Danielsson, Bolidens Gruvaktiebolag, Skelleftehamn, fil. kand. S. Fredén och fil. kand. E. Saare, båda från Statens väginstitut. Föredragen åtföljdes av diskussion. Ett 60-tal medlemmar hade samlats till höstmötet.

Sekr.

The Use of Differential Thermal Analysis in Soil Clay Mineralogy[1]

Av

R. C. Mackenzie[2]

The advantages and limitations of the differential thermal method are discussed and attention drawn to certain procedures by which it can be rendered more diagnostic. At the Macaulay Institute, however, the ethod is used at present in a complementary manner to X-ray diffrac- on analysis. The apparatus and techniques in use are briefly described nd some curves for typical minerals shown. A number of curves for oil clays from different localities and with different parent materials re then discussed and it is demonstrated how differential thermal nalysis can yield data which would not have been obtainable from -ray examination alone. It is particularly stressed that the most comp- te knowledge of any clay can only be obtained by using X-ray, differen- al thermal, thermogravimetric, optical, electronoptical, chemical and fra-red techniques upon each sample.

---

[1] Ref. av föredrag i Svenska föreningen för lerforskning $^{28}/_{11}$ 1956.
[2] The Macaulay Inst. for Soil Research, Aberdeen.

En utförligare uppsats kommer i ett senare nummer.

ågra synpunkter på användningen av Norelco-diffraktometern för kvantitativa fasbestämningar[1]

Av

ALLAN DANIELSSON[2]

Abstract: The errors envolved in using Norelco diffractometer for quantitative estima- n of phases present are discussed. These errors are of statistical and systematical ture. The systematical errors depend upon absorbtion, particle size and way of mount- the specimen in the holder. Based on a recalculation of the theoretical relation between x values and absorbtion, different methods of eliminating the influence of absorbtion discussed. The methods used for preparing the specimens for the fixed and the rotating lder are given. The counting statistics which is supposed to be Gaussian is discussed. is stressed that the well known square root relation between number of counts and ndard-deviation holds even when scanning a line as happens when integrating a diffrac- n line.

Det grundläggande för diffraktionsanalysen är att kristallina ämnen r en karaktäristisk diffraktion av röntgenstrålningen. En diffraktions- jes intensitet är en funktion av många faktorer: den infallande strål- ngens intensitet, provets sammansättning, anordningens geometri, m. Utvecklingen av analysmetoder måste syfta till att klargöra och i jligaste mån eliminera andra faktorer så att mätvärdena äro entydiga ktioner av halten. Med en pulverkamera är det ofta endast möjligt säga om en fas kan påvisas eller inte påvisas, och detta brukar man nligen inte kalla kvantitativt. Med en kvantitativ bestämning menar n en bestämning med angivande av felets storlek. Kvaliteten på n kvantitativa analysen bestämmes av storleken hos felet. Man skulle edes kunna säga, att diffraktometern skiljer sig från pulverkameran d film främst genom att man kan mäta felet. Förutsättningarna för

---

Föredrag för Svenska föreningen för lerforskning $^{28}/_{11}$ 1956.

Bolidens Gruvaktiebolag, Skelleftehamn.

att bedöma ett resultats felgränser fordrar att man kan bestämma både de statistiska och systematiska felen. Vad är det som gör diffraktometern bättre i det här avseendet än pulverkameran? Jo, preparering och montering av provet kan reproduceras. Detsamma gäller registreringen, som utföres med Geiger Counter. De systematiska felen, härrörande exempelvis från absorption och partikelstorlek, kan åtminstone till en del bringas under kontroll.

Föreliggande arbete hänför sig till North American Philips Geiger Counter Diffraktometer (1).

Absorption. Teoretiska och praktiska undersökningar över absorptionens inflytande har främst utförts av L. Alexander och H. P. Klug (2). Att intensiteten hos en diffraktionslinje avtar med stigande absorption i en exponentiell funktion är klart. Hur denna funktion ser ut för fluxet, d. v. s. den över hela provet integrerade intensiteten av diffraktionslinjen, är avhängigt av diffraktionsanordningens geometri. Alexander och Klug ger följande formel för sambandet mellan intensitet och absorption.

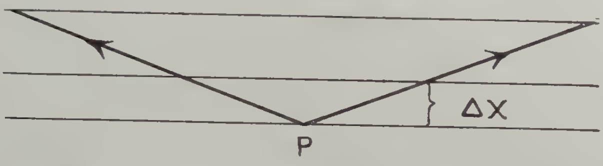
$$\mathrm{Ia} = \frac{\mathrm{Ka\ Xa}}{\mathrm{Pa}[\mathrm{Xa}\ (\mu^*_a - \mu^*_M) + \mu^*_M]}$$

Ka = Konstant beroende på kristallarten och geometrien
Xa = Viktsfraktionen av fasen a i blandningen
μ^*_a = Lineära absorptionskoefficienten för fasen a
μ^*_M = Lineära absorptionskoefficienten för den övriga substansen utom a
Pa = Tätheten hos a

Det som här kallas intensitet är oegentligt och bör heta flux. Alexanders och Klugs beräkningar och slutliga formel kan ge ett intryck av att absorptionen i den fas man bestämmer har ett speciellt inflytande. Med andra ord, formeln uttrycker inte explicit det faktum att fluxet är omvänt proportionellt mot medelabsorptionskoefficienten.

Om man från början inför endast medelabsorptionskoefficienten för provet som absorptionsparameter, blir kalkylen också enklare och överskådligare än Klugs och Alexanders.

Följande förutsättningar gäller för nedanstående beräkningar. Provet måste vara tillräckligt tjockt för att ge maximal diffraktion för alla vinkellägen. Den erforderliga tjockleken varierar naturligtvis med absorptionen. I praktiken skall den vara minst någon tiondels millimeter. Provet måste vidare vara en homogen och finkornig blandning av de ingående faserna, så att man kan försumma mikroabsorptionens och extinktionens inflytande. Mikroabsorptionen är den absorption, om sker inuti en kristall i samband med diffraktionen. Extinktionen r en försvagning. beroende på en interferens mellan inkommande rimärstråle och diffraktionsstrålen.



Diffraktion från ett volymselement vid punkten P på avståndet x ån ytan.

eteckningar:

A = Tvärsnitt av inf. stråle
I_0 = På provet inf. intensitet
θ = Diffraktionsvinkel
μ = Medelabsorptionskoefficient
f_i = Volymdelen hos i:te komponenten
$F_{i\theta}$ = Flux från i:te komponenten vid diffraktionsvinkeln θ
a_θ = Bestrålad yta vid vinkeln θ

ıfallande intensitet vid punkten $P = I_0 \, e^{\frac{-x\mu}{\sin\theta}}$

tensiteten hos diffraktionen i punkten $P = K_{i\theta} \, f_i \, I_0 \, e^{\frac{-x\mu}{\sin\theta}}$

luxet från volymselementet $a_\theta dx$ är $dF_{i\theta}(x) = K_{i\theta} \, f_i \, I_0 \, e^{\frac{-x\mu}{\sin\theta}} \, a_\theta \, dx$

tegrering mellan o och ∞ ger $F_{i\theta} = \dfrac{I_\theta \, K_{i\theta} \, f_i \, A}{\mu}$ (1)

Av formeln framgår, att fluxet är proportionellt mot resp. fas' ncentration. På basis av ekvation (1) kan man diskutera olika möjligter att göra kvantitativa analyser.

a. En direkt mätning av fluxet.
b. Beräkning av absorptionen och korrigering.
c. Mätning av absorptionen och korrigering.
d. Interna standardmetoden.

a. En direkt avsättning av halten som funktion av fluxet har endast gränsad användning. Endast när absorptionen är lika, som exempelvis kvarts och kristobalit, erhålles ett lineärt samband.

. Metoden med beräkning av absorptionen har utförts av några kar (3). De har rapporterat försök att beräkna absorptionen och göra korrektion av fluxvärdena. I kända blandningar även med stor skillnad i absorption erhölls goda resultat, tabell 1.

Tabell 1

Analyse künstlicher Mischungen (CuK_α-Strahlung)

(A = analysiertes Mineral, M = verdünnende Substanz)

A	M	μ^*_a	μ^*_M	α	X_a	
					Einwaage	bestimmt
Quarz	Illit	35,0	43,0	1,23	0,265	0,285
Quarz	Montmorillonit	35,0	33,1	0,95	0,275	0,275
Quarz	Kaolinit	35,0	30,8	0,88	0,780	0,790
Illit	Quarz	43,0	35,0	0,81	0,245	0,235
Montmorillonit	Quarz	33,1	35,0	1,06	0,240	0,245
Montmorillonit	Illit	33,1	43,0	1,30	0,250	0,300
Montmorillonit	Kaolinit	33,1	30,8	0,93	0,750	0,745
Kaolinit	Quarz	30,8	35,0	1,14	0,220	0,230
Kaolinit	Illit	30,8	43,0	1,40	0,250	0,290
Kalzit	Quarz	75,6	35,0	0,46	0,240	0,230
Siderit	Quarz	162,0	35,0	0,218	0,750	0,740
Pyrit	Quarz	200,1	35,0	0,175	0,750	0,760
Goethit	Quarz	208,1	35,0	0,168	0,250	0,225
Orthoklas	Quarz	48,8	35,0	0,718	0,710	0,730

För ett obekant prov tillgår analysen så, att man först gör en översikt över förekommande faser och därefter korrigerar fluxvärdena med det beräknade absorptionsvärdet. Ur analyskurvan får man då ett första värde. Med ledning härav korrigeras fluxvärdena ytterligare. Förfarandet kan upprepas i flera steg. Förutom att metoden är tidsödande och även i rutin fordrar skolad arbetskraft, är den behäftad med risker. Om provet består av många faser, så kanske inte känsligheten tillåter en identifiering, och man kan då erhålla felaktiga absorptionsvärden, och det värsta är att misstaget ofta är svårt att upptäcka.

c. Idealet borde vara att på något sätt mäta absorptionen i det aktuella provet. Enligt förutsättningarna för den beräknade relationen mellan flux och absorption skulle provet vara så att säga oändligt tjockt för den strålning man använder. Det är uppenbart, att mätningen inte kan utföras på samma preparat och med samma våglängd, som man använder för diffraktion. Man kan då tänka sig två möjligheter:

1) Användning av samma strålning som vid diffraktion och ett tunnare preparat av provet.

2) Användning av annan våglängd och korrektion till den använda våglängden enligt relationen $\mu = F(\lambda^3)$.

Det första alternativet faller på svårigheten att praktiskt genomföra det. Man måste gå ner till tjocklekar av storleksordningen någon hundradels millimeter och det är svårt att genomföra på ett definierat sätt. Även om man lyckades härmed, blir intensiteten för den diskreta strålningen mycket liten, då man måste ta ut den via en kristall för att eliminera den kortvågiga, kontinuerliga strålning, som ju har en förhållandevis lägre absorption.

Det andra alternativet är däremot praktiskt möjligt och har också genomförts i praktiken (4). Man använder sig därvid av en så kortvågig trålning som möjligt och placerar filter i primärstrålningens väg, å att intensitetsmaximum förskjuts så nära den teoretiska gränsen $\doteq \frac{hc}{eV}$ som möjligt.

Korrektionssambandet $\mu = F(\lambda^3)$ gäller endast mellan två absorp-ionsdiskontinua. Detta gör, att vid användning av exempelvis Mo-trålning för absorptionsmätningen och Cu-strålning för diffraktionen provet inte får innehålla element fr. o. m. atomnummer 28 t. o. m. 39. Bortsett från denna begränsning har man vid praktiskt arbete i regel nte tillgång till mer än en typ av strålning åt gången, vilket gör att metoden inte är allmänt tillämpbar.

d. Varken beräkning eller mätning av absorptionen kan enligt vanstående läggas till grund för den praktiska analysen. Kvar står en sista av de metoder, som angavs för att eliminera absorptionen. Av den grundläggande formeln framgår, att kvoten mellan två diffrak-ionslinjer är oberoende av absorptionen. Detta är grunden för den k. interna standardtekniken. Man avsätter alltså kvoten mellan halterna för två faser i provet som funktion av motsvarande fluxkvoter. Praktiskt går det till så, att man först etablerar en standardkurva, ex. för kvarts, med användning av magnesiumoxid som intern tandard, så att man har en serie olika viktskvoter av resp. faser. I det bekanta provet tillsättes sedan en viss känd mängd magnesiumoxid. Med de uppmätta fluxkvoterna på standarderna och de kända haltförhållandena konstrueras analyskurvan. Med den uppmätta fluxkvoten å ett obekant prov erhålles ur analyskurvan haltförhållandet. Eftersom i det valda exemplet magnesiumhalten var känd, erhålles därmed vartshalten. Man kan med ett visst berättigande fråga sig varför andra etoder för absorptionsfaktorns eliminering behandlats, då det ges n så enkel metod. Svaret är att introduceringen av ytterligare en omponent i ett prov har sina nackdelar. Provet spädes ut och därigenom minskas känsligheten. Felet kan ökas genom att jämförelsefasen te blir homogent fördelad och under alla förhållanden ökas mätfelet nom att resultatet är en funktion av mätningar på två faser. Men även med dessa begränsningar är interna standardmetoden klart överlägsen alla de andra skisserade metoderna.

Absorptionen är en av de systematiska felkällor som måste bemästras. En annan sådan felkälla sammanhänger med partikelstorleken.

Partikelstorlek. Att partikelstorleken inte kan vara vilken som helst inses ju klart om man betraktar de extrema fallen. Om det endast är några få, ytterst stora partiklar av en fas så blir felet stort, även om dessa äro homogent fördelade, beroende på att variationen av det antal partiklar, som befinner sig i gynnsamt läge. är liten. Å andra sidan får ju inte partiklarna vara så små att de närmar sig det kolloidala tillståndet. Partiklarna skall alltså ha en viss finhet för att ge ett större antal diffraktionslägen. Det finns även andra faktorer, som är avhängiga av partikelstorleken. Om partiklarna är relativt stora enkristaller, sker en försvagning av diffraktionen på grund av interferens mellan den infallande och utgående strålen, s. k. extinktion. Vidare får man inflytande från mikroabsorptionseffekter i kristalliterna. Hur små måste då partiklarna i praktiken vara? Tabell 2.

Tabell 2

Intensity Measurements on Different Size Fractions of 325-Mesh Quartz Powder.

(Tabulated values are areas in arbirary units of the 3,34 Å maximum as counted with the Geiger-counter x-ray spectrometer using Cu $K\alpha$-radiation).

Specimen No.	15—50-micron Fraction	5—50-micron Fraction	5—15-micron Fraction	< 5-micron Fraction
1	7 612	8 688	10 841	11 055
2	8 373	9 040	11 336	11 040
3	8 255	10 232	11 046	11 386
4	9 333	9 333	11 597	11 212
5	4 823	8 530	11 541	11 460
6	11 123	8 617	11 336	11 260
7	11 051	11 598	11 686	11 241
8	5 773	7 818	11 288	11 428
9	8 527	8 021	11 126	11 406
10	10 255	10 190	10 878	11 444
Mean area:	8 513	9 227	11 268	11 293
Mean deviation:	1 545	929	236	132
Mean percentage deviation:	18,2	10,1	2,1	1,2

I denna tabell från Alexander och Klug visas hur spridningen påverkas av partikelstorlekarna. Som en tumregel kan sägas, att partikelstorleken bör vara mindre än 5 μ för att de fel som härrör från partikel-

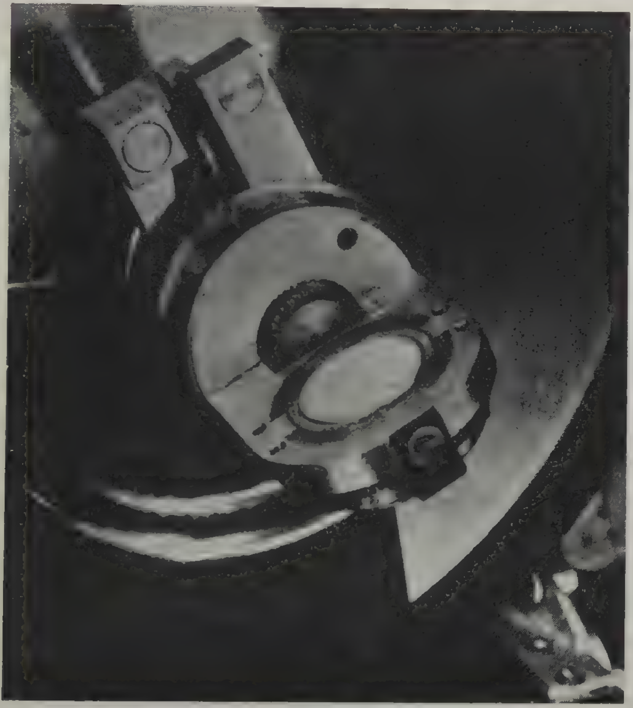


Fig. 1. Roterande preparathållare.

orleken bör ligga under 1 %. I det här sammanhanget bör också rienteringseffekten nämnas. Denna påverkas av partikelstorleken. Det r ju självfallet så att man i preparatet måste försöka få alla partiklar atistiskt oordnade. Sannolikheten härför är större, ju större antal artiklar man har och ju mindre dessa partiklar äro. Orienteringseffek- n kan också påverkas av prepareringen.

Preparering av provet. Som tidigare framhållits, måste artikelstorleken vara tillräckligt liten och orienteringseffekterna i öjligaste mån elimineras. Provet blandas med den interna standarden h rives sedan för att passera 325 mesh. Provet rives sedan ytterligare, lst med aceton, i en agatmortel i minst 15 minuter.

Röntgenapparaten kan utrustas med två typer av preparathållare, stationär och en som medger rotation av provet i dess eget plan.

Vid användning av stationär preparathållare tillämpar vi ett pre- reringsförfarande, som är en förbättring av det som beskrivits av L. Mc Creery (5). Preparathållaren består av en aluminiumram med rektangulärt hål. Ramen fästes på en ren glasskiva med några drop- r vax i varje hörn. För att uppdela flagor, som eventuellt kan före-

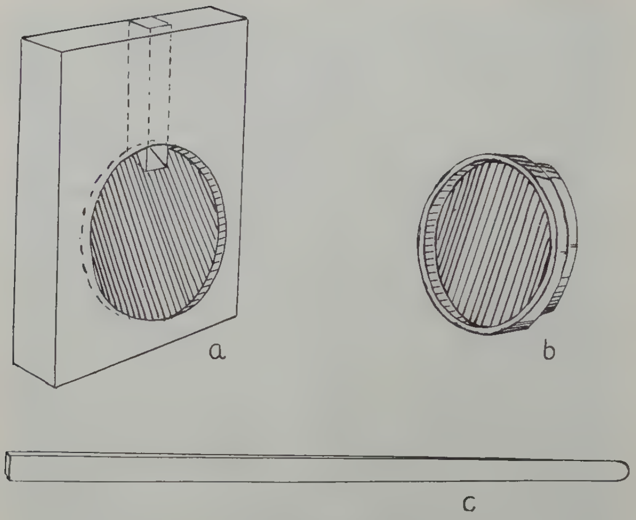


Fig. 2. Stationär preparathållare.

komma, siktas provet genom en grov sikt ned i hålet i aluminiumramen. Pulvret packas omsorgsfullt med högkanten på en spatel. När pulvret är väl packat, pressas det lätt med spatelns bredsida, varefter en liten glasbit fästes med vax så att den täcker provet. Provet är sedan färdigt att lossas från glasskivan. Det gör man med rakbladet i ett hörn av ramen och provet är färdigt att monteras på goniometern. Packningen av provet med spateln på högkant avser att minska orienteringseffekten.

För den roterande preparathållaren, som är avbildad i fig. 1 användes ett enkelt verktyg enligt fig. 2 c. Preparathållaren utgöres här av en aluminiumcylinder med botten. Vid prepareringen pressas aluminiumcylindern in i den cirkulära försänkningen i plastramen och genom öppningen i plastramen tillföres provet och packas. Vi har konstaterat mindre orienteringseffekter med denna enkla anordning än med ett direkt införande av provet i den öppna cylindern.

För kvantitativa mätningar är naturligtvis preparathållaren, som kan roteras, att föredraga framför den stationära, då man erhåller en förbättrad statistik.

Hittills har väsentligen systematiska felkällor behandlats. I det följande ges några synpunkter på de statistiska felen.

Mätning. På grund av röntgenstrålarnas random karaktär är standarddeviationen i n counts $\sqrt{n}$. Detta är den välkända relationen för en signal med endast random variationer. När man integrerar över en diffraktionslinje kanske man ställer sig frågan, om samma relation gäller mellan totala antalet counts och standarddeviationen, när intensiteten varieras systematiskt med diffraktionsvinkeln θ. Varje uppmätt fluxvärde F_i har standarddeviationen $\sqrt{F_i}$ och variansen är således F_i. Eftersom varianserna kan summeras är den totala variansen F_i och lika med det integrerade antalet counts. Följaktligen gäller, även när antalet counts systematiskt ändras, att standarddeviationen är $\sqrt{F_i}$. För att ett mätvärdes statistiska fel skall ligga under 1 % måste det vara baserat på minst 10 000 counts.

I praktiskt arbete kommer väsentligen två metoder ifråga för att uppskatta en diffraktionslinjes intensitet, antingen integration eller mätning av toppvärdet.

Mätningen kan i båda fallen utföras antingen med registrering eller med mekaniskt räkneverk.

När man använder sig av registrering är det statistiska felet en funktion av både antalet counts och av använd tidskonstant. Tidskonstanten ökar statistiken med faktorn $\sqrt{2RC}$ och det kan därför före- alla fördelaktigt att använda sig av lång tidskonstant. Man måste mellertid komma ihåg att konventionella skrivare behöva ungefär en id av fem gånger tidskonstanten för att komma till jämvikt efter en lötslig ändring. Det har visat sig, att det vid Norelco-apparaturen nte är lämpligt att använda högre tidskonstant än 4 sek.

Både för integrering och mätning av toppvärden föredrar vi att nvända det mekaniska räkneverket av följande skäl. När man inte- rerar är det svårt att på ett korrekt sätt utvärdera ytan under linje- rofilen på ett skrivardiagram. Om man mäter toppvärden, kan det örefalla praktiskt att använda skrivaren. Svårigheter uppträder mellertid då det gäller att göra bestämningar med en på förhand be- tämd statistisk noggrannhet. För svagare linjer måste linjetoppen nätas upprepade gånger för att garantera tillräckligt antal counts. Jär man använder det mekaniska räkneverket för toppvärdets bestäm- ing på så sätt, att tiden mätes för ett bestämt antal counts, erhåller lla mätvärden samma statistiska precision. Vidare har skrivaren ett l av åtminstone 0,5 % som adderar sig till det statistiska felet.

När det gäller att välja mellan att använda sig av toppvärdet och et integrerade värdet föredrar vi att använda toppvärdet så ofta det möjligt. Skälet härför är att det är enkelt att utföra mätningarna ed en fixerad precision. Vidare är risken för inflytande från koinci- erande linjer mindre. Dessutom få vi på det sätt vi utför mätningarna samtidig noggrann vinkelbestämning. Om någon signifikant förskjut- ng visar sig, utgör detta en varning för att störningar föreligger.

Toppvärdet bestämmes genom mätning på ett antal punkter kring toppen. Antalet och avståndet mellan punkterna bestämmas av toppens form.

Det bör poängteras, att toppvärden inte kan användas om linjeprofilen inte är densamma från prov till prov. Det mest korrekta sättet är under alla förhållanden en integrering. I praktiskt arbete blir det emellertid ofta en kompromiss mellan det teoretiskt bästa och det praktiskt lämpligaste.

Tillämpningar. Ett stort antal bestämningar av kvarts i gruvdamm har utförts. Kännedomen om kvartshalten är av betydelse för bedömning av eventuella silikosrisker på olika arbetsplatser. I detta fall har MgO använts som intern standard. ($d_{SiO_2} = 3.34$ Å; $d_{MgO} = 2.106$ Å. Cu-anod).

Standarddeviationen i en enkelbestämning var 4 %.

Med användning av samma interna standard har magnetithalten i slagger bestämts. ($d_{Fe_3O_4} = 2{,}53$ Å. Co-anod.)

I zinkrostgods är det av intresse för studier av rostningsförlopp att kunna studera zinkferritbildningen. I detta fall tillsattes ingen intern standard till provet utan en zinkferritlinje mättes mot en zinkoxidlinje. Skälet var att zinkoxidhalten lätt kunde bestämmas med kemiska metoder och det för övrigt var önskvärt att göra sådana noggranna bestämningar av zinkoxiden.

Det kanske är värt att understryka att även vinkelbestämningar äro kvantitativa bestämningar i den meningen att de äro baserade på mätningar av fluxvärden. Hur pass stort vinkelfel man gör är en funktion av bl. a. fluxvärdets precision. Därför kommer överväganden om de statistiska felen in även i detta fall. Direkt praktiskt påtagligt är det vid studier av kantlängdsändringar, men det är också åtminstone vid besvärliga identifieringsproblem värt att hålla i minnet.

Litteraturförteckning

(1) Parrish, W., Hamacher, E. A., Lowitsch, K., Philips Techn. Rev., 16, 123—133, 1954/55, No. 4.
(2) Alexander, L., Klug, H. P., Anal. Chem., 20 (1948), 886—889.
(3) Engelhardt, W., Füchtbauer, H., Goldschmidt, H., Die Naturwissenschaften 39, 4, 82 (1952).
(4) Leroux, J., Leroux, D. H., Kay, K., Anal. Chem., 25, 740—43 (1953).
(5) Mc Creery, G. L., Journ. of the Am. Cer. Soc. 32, 147 (1949).

Om Naturlige og Kunstige Leirers Skjærfasthet[1]

Av

IVAN TH. ROSENQVIST[2]

Abstract: The shear strength of natural and artificial clays is dealt with. The Nor- egian clays are classified into four groups.

I. Normally consolidated marine clays, in which the pore water has a high salt content. The shear strength is proportional to the consolidation pressure and is zero for zero con- olidation pressure.

II. Clays from group I in which the salt content of the pore water has been lowered o less than 10 g/l pore water. The shear strength is lower than for group I under the same onsolidation pressure, and the sensitivity is much higher. The quick clays belong to his group.

III. »Weathered clays». Here two different processes of weathering are distinguished, ne described as a hydrolysis and the other as an oxidation process in which mica changes o montmorin minerals. This group has a high shear strength.

IV. Reconsolidated clays of group II. The disturbed clays of group II have lost a great eal of water at the reconsolidation. The shear strength is a function of the consolidation ressure, and this function is about twice that for group I and four times that for group II.

Clays belonging to all four groups have been synthesized from artificial sediments.

De skandinaviske ungkvartære marine leirer kan deles i fire grupper, ver med sine karakteristika. Til en viss grad finnes det mellomformer ellom enkelte av disse grupper.

Gruppe I omfatter de normalt konsoliderte saltvannsleirer som ikke ar vært utsatt for vitring eller utlutning. Dersom disse leirer har ens- rtet kornfordeling og ensartet mineralogisk sammensetning ned gjen- om et profil, vil skjærfastheten tilta regelmessig med effektivt konso- deringstrykk. En linje trukket gjennom skjærfasthetsverdiene vil gi 0 skjærfasthet for 0 konsolideringstrykk. Økningen av skjærfast- eten med trykket uttrykkes med verdien $\frac{c}{p}$. Denne verdi er for vanlige orske leirer av gruppe I i alminnelighet mellom 0,15 og 0,30. Leirene av uppe I er karakteristiske ved relativt höyt vanninnhold og ved normale astisitetsforhold. På grunn av höyt innhold av inaktive mineraler i fraksjonene faller disse leirer i gruppen »inactive clays» etter Skemp- n.

Gruppe II omfatter leirene fra gruppe I etter at de har vært utsatt r en utlutning, hvorved porevannets saltinnhold har avtatt betrakte- ; i et hvert tilfelle til verdier lavere enn ca. 10 g salt pr. liter porevann. nder denne prosess dissosierer leirmineralene i en viss utstrekning. e får vesentlig höyere elektrisk overflate potensial og virker fölgelig ensidig frastötende på hverandre. Disse leirer er karakteristiske ved höye til meget höye sensitivitetsverdier og merkbart lavere skjærfasthet enn leirene i gruppe I, under forutsetning av like konsolideringstrykk. Plastisitetsgrensen er ikke vesentlig forskjellig fra leirene i gruppe I, men flytegrensen har sunket merkbart som fölge av utlutningen. Vanninnholdet er det samme i de kvikke og de ikke kvikke leirer, under forutsetning av like konsolideringstrykk og ensartet kornfordeling og mineralinnhold.

---

[1] Autoreferat av föredrag i Svenska föreningen för lerforskning, $^{28}/_{11}$ 1955.

[2] Norges geotekniske institutt, Oslo.

I gruppe III faller de marine leirer som har vært utsatt for andre kjemiske endringer enn den enkle utlutningsprosess. Med et felles navn kaller vi disse prosesser for »vitringsprosesser», og de leirer som har vært utsatt for vitringsprosessene kaller vi »de vitrede leirer».

Det synes som om vitring med fordel kan deles i to grupper. Den ene er den rene *hydrolyse*, hvorved f. eks. muskovitt omdannes til hydronium muskovitt (illitt) og kalium hydroksyd. Denne prosess krever ikke tilgang på oksygen. Den kan derfor foregå ned gjennom hele leiravsetningen. Prosessen er sterkt temperaturavhengig og, såvidt vi kan skjönne, forholdsvis langsom, slik at den særlig kan være virkningsfull ved meget finkornige leirer. Prosessen virker til å heve flytegrensen og til å heve skjærfastheten av en allerede konsolidert leire. Vanninnholdet endres ikke. På grunn av disse prosesser vil man få inntrykk av en »utgangskohesjon». Dersom man legger en linje gjennom skjærfasthetsverdiene i et leirprofil og trekker denne linje opp til 0 konsolideringstrykk, vil linjen ende ved en verdi som representerer en endelig skjærfasthetsverdi. Man kan si at hele skjærfasthets- og konsolideringstrykklinjen fra leire I er parallelt forskjövet.

I den överste del av leiravsetningene og der dyptgående sprekker eller rotrör forekommer, har leirene undergått vesentlig viktigere vitringsprosesser. Disse vitringer er avhengig av tilförsel av oksygen og kan sammenfattes under betegnelsen »*oksydasjonsvitring*». Den såkalte törrskorpe som dekker de vanlige svenske og norske leirer, men som er ukjent i Danmark og Mellom-Europa representerer en slik oksydasjonsvitring. Vitringen synes å gi seg uttrykk i at trioktaedriske glimmere omvandles til trioktaedriske montmorillonoide og til dioktaedriske glimmer, samt at dioktaedriske glimmer kan omdannes til montmorillonoide. Vitringsprosessenes detaljer er ikke klarlagt, men deres virkning er preget og förer til meget sterk ökning av leirenes skjærfasthet uten nödvendigvis å medföre minskning i vanninnholdet. Flytegrensen stiger sterkt; utrullingsgrensen noe mindre. Leirer tilhörende gruppe III er derfor karakterisert ved meget höy skjærfasthet, normalt vanninnhold og forhöyet plastisitet. På grunn av skred hender det at leirer fra gruppe III blir bragt ned på större dyp og der finnes omgitt av leirer fra gruppe II. De er i alminnelighet lett kjennbare på grunn av den oksyderte lstand med brune og gule flekker og utfelte jernoksyder. Tidligere har an ofte antatt at alle faste leirlag på store dyp tilhörte denne gruppe. en mengde tilfelle har man imidlertid leirer tilhörende gruppe IV. enne gruppe var tidligere ukjent.

Gruppe IV omfatter de omrörte og rekonsoliderte leirer av gruppe II. ersom en kvikkleire omröres på grunn av skredvirksomhet, danner den lminnelighet en tyntflytende suspensjon. Ved konsolidering av denne rsuspensjon gir den fra seg store vannmengder og man oppnår derved rekonsolidert sediment, hvis fasthet er avhengig av konsoliderings-ykket. Disse leirer har de samme plastisitetsforhold som leirene av uppe II, men de har vesentlig lavere vanninnhold og lavere sensitivitet samme måte som leirene i gruppe I og III. Skjærfasthetene er en nksjon av konsolideringstrykket, men multiplikasjonsfaktoren $\frac{c}{p}$ vesentlig höyere enn i gruppe I og II. Som en antakelig verdi kan man tte $\frac{c}{p}$ for leirer av gruppe IV = to ganger $\frac{c}{p}$ for leirer i gruppe I og = e ganger $\frac{c}{p}$ for leirer av gruppe II.

Ved hjelp av laboratorieforsök utfört på kunstig sediment fremstilt av turlige leirmineraler svarende til gjennomsnittlige östlandsleirer har rges Geotekniske Institutt kunnet vise at leirer tilhörende alle de fire ıpper lett lar seg syntetisere.

ågra undersökningar över snabbmetoder för bestämning av lerors flytgräns.[1]

Av

SVEN FREDÉN[2]

lbstract: The usual method of determining the liquid limit is rather laborious. During last few years some simplifications of this method have been devised. These modified hods are briefly described in this report as well as some experiments concerning the ion between flow index and the content of organic material.

he report also in some details deals with one of the above mentioned methods, the alled »one point methods». This variation has been tried on Swedish clays. The accuracy ıs to be good, but further investigations will have to be made before the method can sed in routine analyses of Swedish soils.

Föredrag i Svenska föreningen för lerforskning $^{28}/_{11}$ 1956.

Statens väginstitut, Stockholm.

Bestämning av flytgräns göres numera allmänt enligt den variant av den ursprungliga Atterbergska metoden, som föreslagits av Casagrande 1932 (1), och som standardiserats av ASTM och AASHO (2). De viktigaste förändringarna som införts av Casagrande är: 1) slagen åstadkommes med en speciell apparat, 2) vattenhalt och slagantal bestämmes vid minst två olika slagantal belägna på ömse sidor om flytgränsen. Värdena införes i ett koordinatsystem med axlarna: 1) vattenhalt och 2) logaritmen för slagantalet. Funktionen: log slagantalet = f (vattenhalten) uppritas och flytgränsen erhålles som vattenhalten vid skärningspunkten mellan denna linje (nedan kallad flytkurva) och linjen för slagantalet = 25.

Den här skisserade metoden har vunnit allmänt förtroende, kanske framför allt därför att den reducerar den personliga faktorn i hög grad. Den är emellertid tidsödande och därigenom dyrbar, varför man under de senaste åren försökt ändra den så, att man med bibehållande av dess fördelar skulle kunna nedbringa arbetstiden.

Den metod, som därvid synes ha de största förutsättningarna för att lyckas, bygger på följande resonemang.

En flytkurva definieras av 1) en punkt på kurvan, 2) kurvans lutning. Som ett mått på lutningen användes vanligen flytindex (flow index) definierad enligt Casagrande som »the variation in moisture content corresponding to the cycle between 10 and 100 blows». Om en punkt i diagrammet fastlagts och om flytindex för punkten ifråga är känt kan motsvarande flytkurva konstrueras. Ur denna erhålles sedan flytgränsen på samma sätt som vid den ursprungliga metoden. Om man på något sätt kan bestämma flytindex räcker det sålunda med *en* bestämning av slagantal och vattenhalt. Vanligen benämnes en metod enligt ovanstående princip för enpunktsmetod (one point method).

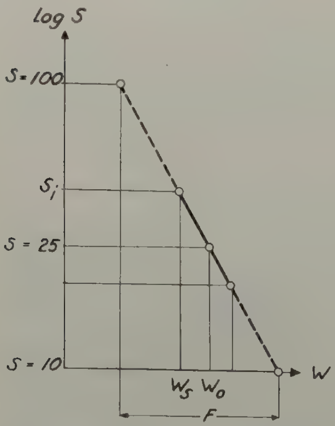


Fig. 1. Beräkning av flytgräns med hjälp av flytindex (F) och en punkt (W_s, S_i).

En förutsättning för »enpunktsmetoden» är uppenbarligen att man kan finna ett funktionssamband mellan flytindex och någon annan lämplig variabel, exempelvis flytgränsen eller halten av organiskt material. För att den eftersträvade minskningen i arbetet skall komma till stånd, måste denna variabel antingen kunna bestämmas helt utan extra arbete eller åtminstone med mindre arbetsinsats än vad som åtgår för att göra en bestämning av slagantal och vattenhalt.
]

Redan ett flyktigt studium av ett antal flytkurvor för material med lika flytgräns, visar att med högre flytgräns följer även i allmänhet ett ögre flytindex. Det är detta samband, som använts vid den praktiska illämpningen av ovan skisserade enpunktsmetod.

Fig. 1. återger metoden grafiskt. Med hjälp av figuren kan även lätt isas att beräknandet av flytgränsen representeras av nedanstående kvation:

$$W_0 = W_s + F \cdot \frac{\log \frac{S}{25}}{\log 10}$$

arvid

W_0 = flytgränsen,
W_s = vattenhalten vid slagantalet S,
F = flytindex,
S = slagantal.

Av ekvationen framgår att W_0 kan betraktas som summan av två ermer: 1) den direkt uppmätta vattenhalten W_s, 2) ett sammansatt ttryck, vilket är relativt litet om S ej avviker alltför mycket från 25. etta uttryck kan betraktas som en korrektion, applicerad på W_s.

Även om de publicerade »enpunktsmetoderna» alla bygga på en och mma princip, skiljer de sig i det praktiska utförandet rätt betydligt. Cooper och Johnson, vid Washington State Highway Department, r för rutinprovning utarbetat en metod kallad »The chart method» (3). ett diagram log S versus W är ett antal »typiska» flytkurvor inritade ig. 2). I detta diagram kommer försöksvärden från en bestämning av ttenhalt och slagantal att motsvaras av en punkt. Genom denna ages en flytkurva, parallell med närmaste »typiska» sådan. Ur den pritade kurvan erhålles flytgränsen W_0 som vattenhalten vid skär- ngspunkten mellan kurvan och linjen S = 25.

Vid Bureau of Public Roads, USA, har Olmstead och Johnston vidare- vecklat föregående metod (4). Som synes av fig. 2 kan man med viss proximation antaga att samtliga »typiska» flytkurvor konvergerar ot en punkt belägen på ordinatan. Dessa idealiserade flytkurvor kan nskrivas i matematisk form och följande ekvation erhålles för flyt- änsen:

$$W_0 = \frac{W_s}{1{,}419 - 0{,}3 \cdot \log S}$$

Denna ekvation löses numeriskt genom en speciell skala, ingraverad löparen till en vanlig räknesticka.

En något annorlunda princip användes i den metod, som framlagts

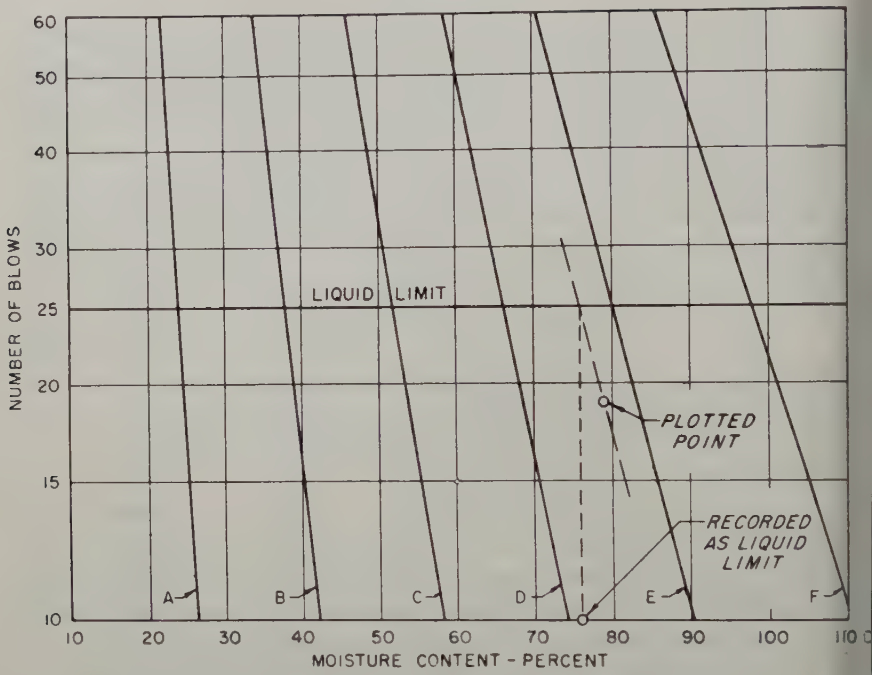


Fig. 2. »Typiska» flytkurvor enligt Cooper och Johnson.

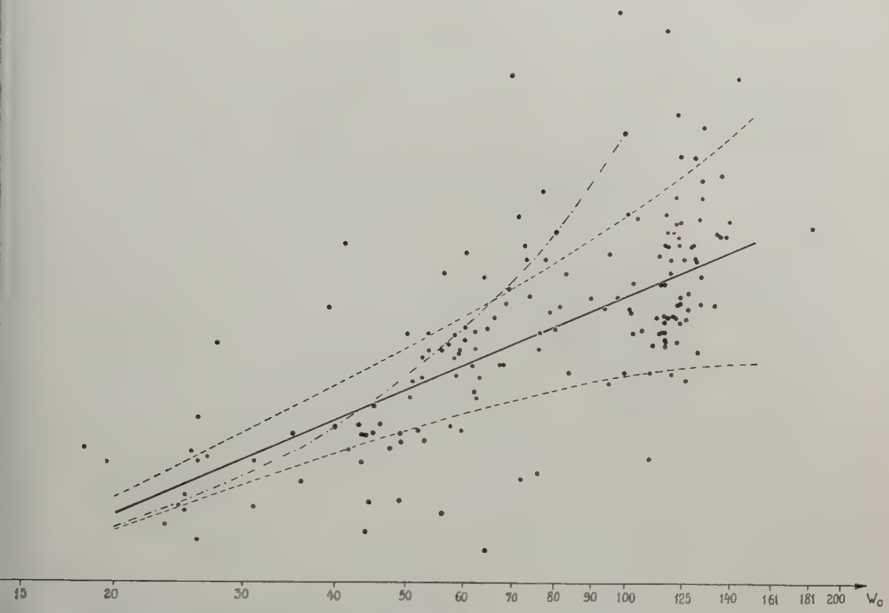
av Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Mississippi (5). Försöksvärdena prickas här in i ett diagram med axlarna log W och log S. Punkterna förenas på vanligt sätt med en rät linje. Det visar sig att dylika linjer, representerande olika prover från samma geologiska område har samma lutning. Ur detta förhållande deduceras sedan ekvationen

$$W_0 = W_s \left(\frac{S}{25}\right)^{0,21}$$

ur vilken flytgränsen kan beräknas.

Då det skulle vara av ett visst intresse att undersöka, huruvida en förenkling av metodiken enligt de principer som tidigare redogjorts för, skulle vara möjlig även för svenska förhållanden, har en sammanställning gjorts av analysmaterial från Statens geotekniska institut. Vid Statens väginstitut har systematiska försök utförts för att belysa sambandet mellan flytindex och några andra variabler, såsom halt av ler och organiskt material.

I diagrammet fig. 3 har materialet från geotekniska institutet inlagts. Genom att som abskissa sätta logaritmen för vattenhalten kan den sökta funktionen, F = f(W), inpassas i punktskaran som en rät



ig. 3. Relation mellan flytindex och flytgräns för svenska leror. Den starkt uppåtböjda, punktstreckade linjen är motsvarande kurva enligt Cooper och Johnson.

inje. Det redovisade materialet härstammar från ett antal lokaler i Iellansverige och kan ej anses representativt för hela landet eller kanske ns för en viss del. Vad som här framlägges måste betraktas som ett örsta försök, som om det visar sig lovande, bör utbyggas med betydligt törre material.

På fig. 3 har även motsvarande amerikanska kurva inritats. Denna är onstruerad med utgångspunkt från Cooper och Johnsons diagram över typiska» flytkurvor. Som synes avviker den amerikanska kurvan starkt rån motsvarande svenska kurva.

De streckade kurvorna i diagrammet avser att åskådliggöra spridingen hos det använda primärmaterialet. Varje punkt motsvarar ju tt prov med ett visst värde på flytgränsen, vilket bestämts enligt anlig metod. Man kan, som ovan visats, antaga att flytgränsen är en ınktion av F och W. Om man giver slagantalet S ett visst värde S_1 $S_1 \neq 25$), kan man ur den givna flytkurvan bestämma vattenhalten för punkt på kurvan med $S = S_1$. Här är S_1 satt till 38, då detta giver aximal avvikelse (se nedan) inom de givna gränserna slagantalets ariation, vilka fixerats till 38 resp. 16. Från den erhållna punkten an ett värde på flytgränsen beräknas med hjälp av det värde på flyt-

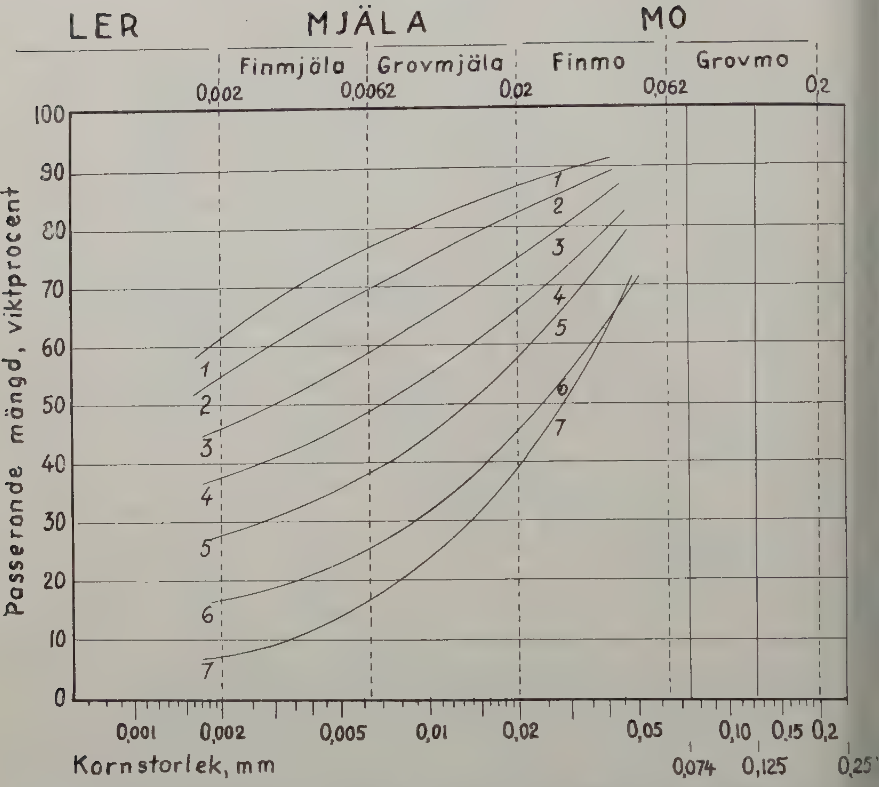


Fig. 4. Kornsorteringskurvor för prover använda vid bestämning av flytindex mm.

index F, som avläses för den aktuella vattenhalten på kurvan fig. 3. Uppenbarligen erhålles på detta sätt ett värde på flytgränsen, vilket kommer att skilja sig från det primära, så snart det »verkliga» flytindex (ur den ursprungliga flytkurvan) och flytindex enligt fig. 3 ej sammanfalla. Linjerna anger nu mellan vilka gränser flytindex F kan variera utan att differensen mellan de två flytgränserna skall bli större än 1 % av flytgränsen. Med andra ord: punkter belägna mellan de streckade linjerna representera prov vars flytgräns även under ogynnsamma omständigheter skulle kunna ha bestämts enligt enpunktsmetoden utan att felet skulle ha överstigit 1 % av flytgränsen.

De publicerade uppgifterna rörande flytindex är tyvärr mycket fåtaliga. Däremot har man sedan länge intresserat sig för plasticitetstalets samband med humushalt, lerhalt, mängd lermineral och deras natur m. m. Ett nära samband mellan plasticitetstal och flytindex förefaller ganska rimligt. Båda talen definieras som differensen i vattenhalten vid två olika konsistenser. Bland annat för att eventuellt möjliggöra att

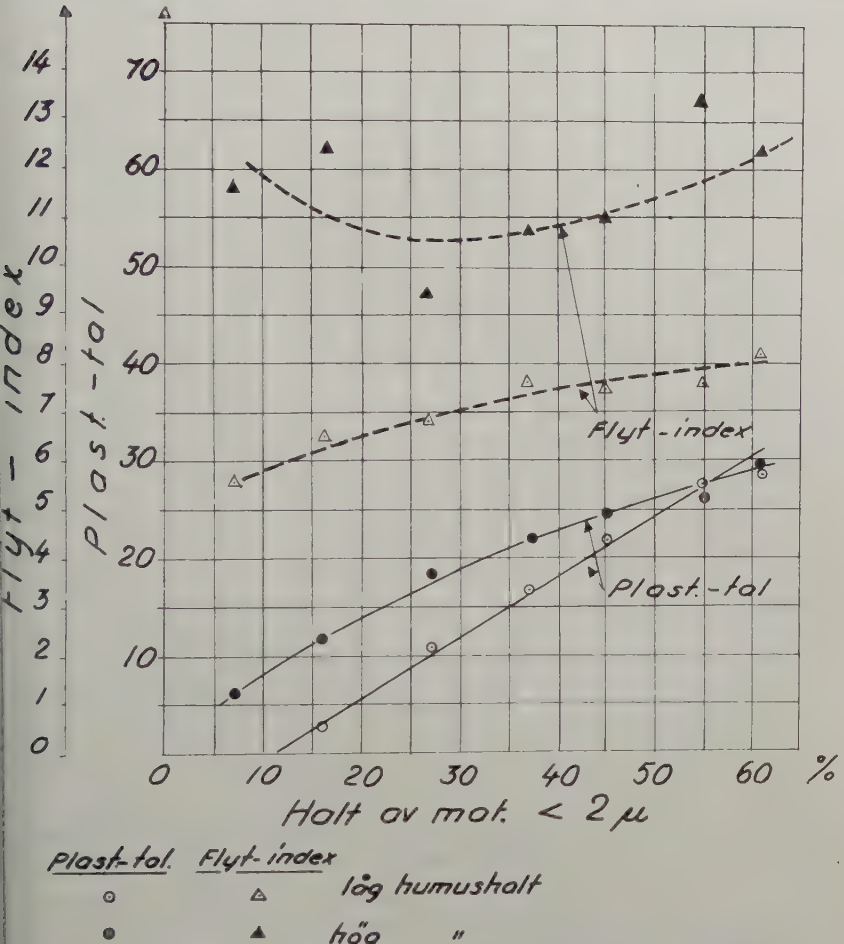


Fig. 5. Resultat av försök utförda med de på fig. 4 visade proverna.

ndersökningarna över plasticitetstalet kunde utnyttjas i detta samanhang, gjordes några försök vid väginstitutet med »konstgjorda» rdprover. Dessa försök avsåg ej att ge någon fullständig bild av flytndex' relationer till övriga egenskaper hos ett jordprov, utan endast tt ge ett svar på följande två frågor: 1) hur skall den stora skillnaden ellan den amerikanska och svenska funktionen F = f(W) förklaras,) föreligger något entydigt samband mellan flytindex och plasticitetsl? Kornstorleksfördelningen hos de använda jordproverna framgår av g. 4. Till dessa 7 rena mineraljordar sattes naturfuktig mulljord nullhalt 45 %), så att halten organiskt material kom att uppgå till 8 vikt-%.

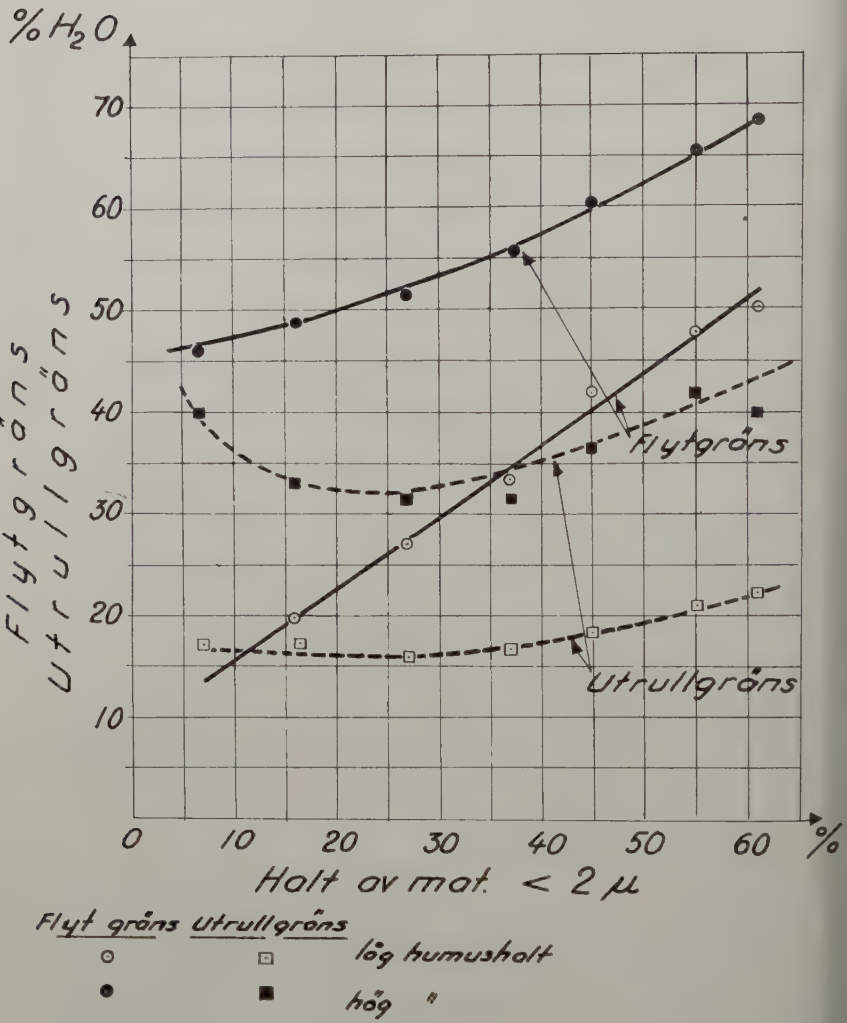


Fig. 6. Resultat av försök utförda med de på fig. 4 visade proverna.

På samtliga prover bestämdes flytgräns, utrullgräns, flytindex, glödgningsförlust och plasticitetstal. Resultatet av försöken framgår av fig. 5 och 6. Svaret på de två ovan framställda frågorna måste nog bli att den första frågan ännu icke kan besvaras och att den andra kan besvaras med nej. De höga värdena på flytindex, som amerikanarna redovisar skulle kunna bero på en genomgående högre mullhalt hos deras prover, en förklaring, som dock knappast verkar särskilt sannolik. Man får nog snarare tänka sig en skillnad i arten av lermineralen mellan e här använda svenska lerorna och de amerikanska. Vissa preliminära ndersökningar tyda även på att så skulle kunna vara fallet.

Den andra frågan, som försöken avsåg att ge svar på, kan vara värd tt behandlas något utförligare. I stort sett tycks man vara ense om att lasticitetstalet är en funktion av lerhalten. Russel, Baver m. fl. anse tt ett linjärt samband existerar, medan däremot Veer och Atterberg nser att sambandet närmast kan betraktas som en log-funktion. En kning av mängden organiskt material anses allmänt höja båda Atter-ergska gränserna med samma belopp, varigenom plasticitetstalet blir beroende av humushalten. Som förklaring till detta anför Baver: The causes of this decided lowering of the plastic limits on the moisture ale, without a really significant effect upon the plasticity number, re readily understood on the basis of the film theory of plasticity. rganic matter has a high absorptive capacity for water. Hydration of ne organic matter must be fairly complete before sufficient water is vailable for film formation around the mineral particles. Consequently, ne lower plastic limit occurs at relatively high moisture contents. After ne films are formed, however, practically all the additional moisture nctions only to enlarge the films until flow is produced. The presence f organic matter has little effect on this type of water and, therefore, oes not influence the plasticity number to any significant extent.»

Skulle detta resonemang vara riktigt för ett så stort intervall som ellan utrullgränsen och flytgränsen, måste det även gälla för det mförelsevis lilla intervallet mellan vattenhalterna vid två slagantal, ex. 15 och 38. Vattenhalten, såväl vid det lägre som vid det högre agantalet, borde i enlighet med ovan anförda resonemang ökas med mma belopp, när humushalten ökar. Detta skulle i sin tur innebära t flytindex skulle vara oberoende av humushalten, vilket ju visats ej ara fallet för det här redovisade materialet. Således måste även den nförda förklaringen till plasticitetstalets oberoende av humushalten nnolikt vara felaktig. De här redovisade experimenten lämnar tyvärr tillräckligt underlag för framställandet av någon ny förklaring.

Av de försök, som här redovisats kan man även dra den slutsatsen, t om man vill införa den förenklade metoden för flytgränsbestämning i verige, måste man grunda den på ett med svenskt material väl doku-enterat funktionssamband: flytindex = f (flytgränsen). För att ndersöka i vad mån den visade kurvan (se fig. 3) över nämnda funktion användbar har den provats vid 104 st bestämningar av flytgränsen. id val av tillvägagångssätt har man därvid önskat ha en så direkt me-d som möjligt. Den enklaste metoden är därvid att använda ett dia-am, ur vilket den korrektion erhålles, som skall adderas till vatten-lten vid slagantalet S, för att man skall erhålla vattenhalten vid

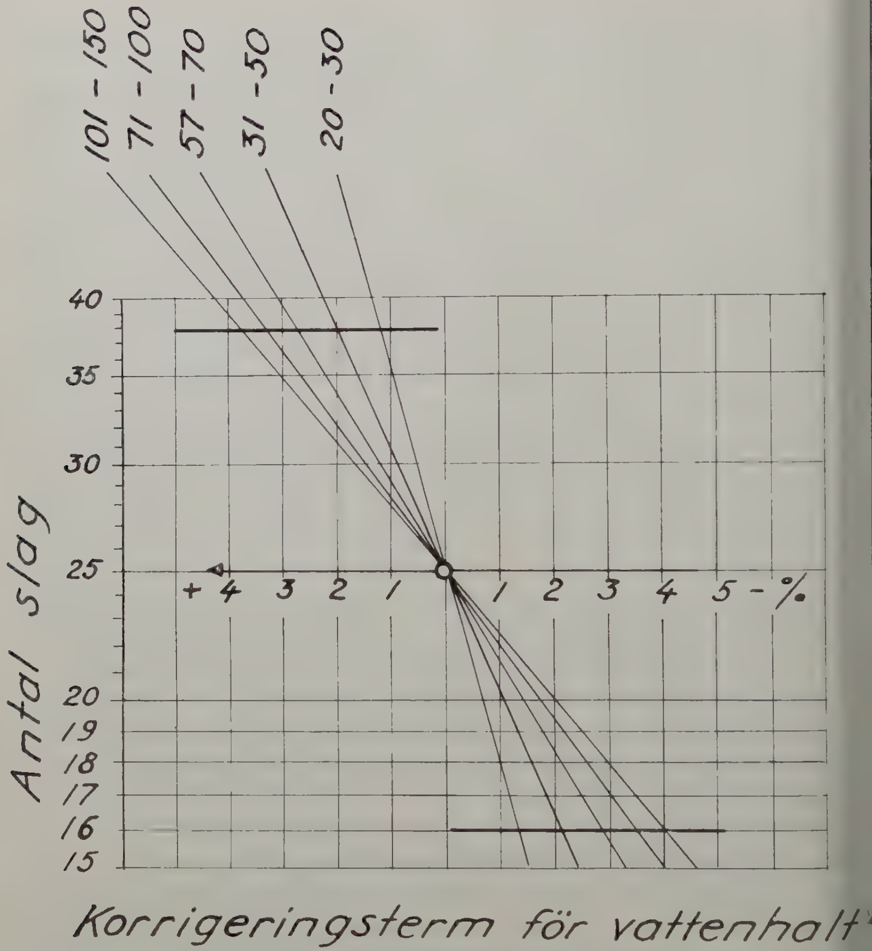


Fig. 7. Diagram för korrigering av vattenhalt.

slagantalet 25, dvs. flytgränsen. Konstruktionen av diagrammet framgår av *fig. 7*. För att ytterligare förenkla användningen av metoden har diagrammet översatts till en tabell, som direkt ger ovannämnda korrektion (Tabell I).

Vid de gjorda kontrollbestämningarna har den här visade tabellen använts för bestämningar av flytgräns på material huvudsakligen från Södermanland, Viskans dalgång samt Stockholms-trakten. Vid den bestämning enl. enpunktsmetoden som utförts, användes det primära siffermaterial som framkommit vid geotekniska institutets standardanalyser. Detta utgöres av dubbelbestämningar av vattenhalt och slagantal vid slagantal dels > 25 och dels < 25. Medeltal för S och W ut-

Tabell I

Korrigering av vattenhalt

Antal slag S	Korrektion				
	W_L 20—30	W_L 31—50	W_L 51—70	W_L 71—100	W_L 101—150
38	+ 1,0	+ 2,0	+ 2,5	+ 3,5	+ 4,0
37	+ 1,0	+ 2,0	+ 2,5	+ 3,0	+ 3,5
36	+ 1,0	+ 1,5	+ 2,5	+ 3,0	+ 3,5
35	+ 1,0	+ 1,5	+ 2,5	+ 2,5	+ 3,0
34	+ 1,0	+ 1,5	+ 2,0	+ 2,5	+ 3,0
33	+ 1,0	+ 1,5	+ 2,0	+ 2,5	+ 2,5
32	+ 0,5	+ 1,0	+ 1,5	+ 2,0	+ 2,5
31	+ 0,5	+ 1,0	+ 1,5	+ 2,0	+ 2,0
30	+ 0,5	+ 1,0	+ 1,0	+ 1,5	+ 1,5
29	+ 0,5	+ 1,0	+ 1,0	+ 1,0	+ 1,5
28	+ 0,5	+ 0,5	+ 1,0	+ 1,0	+ 1,0
27	0	+ 0,5	+ 0,5	+ 0,5	+ 0,5
26	0	0	+ 0,5	+ 0,5	+ 0,5
25	0	0	0	0	0
24	0	0	0	— 0,5	— 0,5
23	0	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— 0,5
22	— 0,5	— 0,5	— 1,0	— 1,0	— 1,0
21	— 0,5	— 1,0	— 1,0	— 1,5	— 1,5
20	— 0,5	— 1,0	— 1,5	— 1,5	— 2,0
19	— 1,0	— 1,5	— 1,5	— 2,0	— 2,5
18	— 1,0	— 1,5	— 2,0	— 2,5	— 3,0
17	— 1,0	— 2,0	— 2,5	— 3,0	— 3,5
16	— 1,5	— 2,0	— 3,0	— 3,5	— 4,0

$W_L = W_s +$ korrektionen vid slagantalet S.
$W_L =$ Flytgräns (% av ts).
$W_s =$ Vattenhalt i % av ts vid slagantalet S.

nades för varje dubbelbestämning. På så sätt erhölls för varje prov punkter (S_i, W_i) en med $S > 25$ och en med $S < 25$. De par där > 38 eller < 16 uteslöts ur den fortsatta bearbetningen. För varje igt talpar (S_i, W_i) bestämdes med hjälp av Tabell I den korrektion skulle adderas till W_i för att flytgränsen W_0 skulle erhållas. Slutn bestämdes för varje prov avvikelserna mellan de på detta sätt ållna flytgränserna och den flytgräns som beräknats medelst interering enligt vedertagen praxis.

ör att pröva, huruvida avvikelserna visa någon tendens, vilken skulle na tolkas som ett tecken på att den använda kurvan $F = f(W_0)$, ju utgör basen för hela metoden, ej vore korrekt och att en bättre assning vore möjlig, har avvikelserna beräknats så att ett för lågt index alltid ger positiv differens och för högt flytindex ger negativ erens, oavsett om bestämningen är gjord vid $S > 25$ eller $S < 25$.

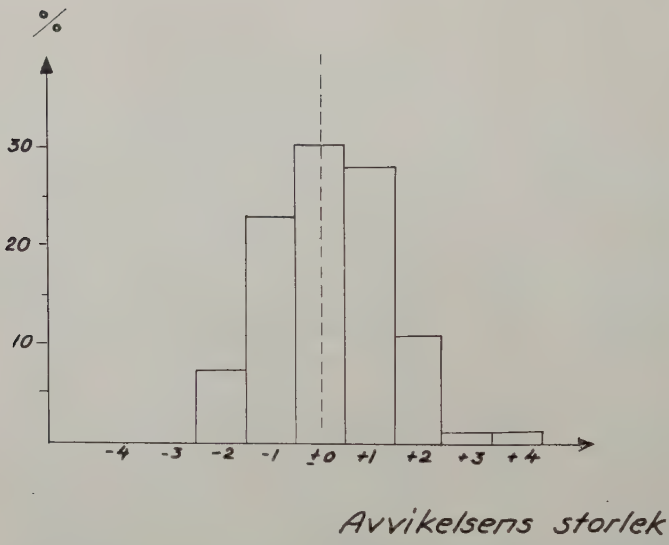


Fig. 8. Avvikelse mellan värden på flytgräns bestämda med konventionell metod och
med »enpunktsmetod» (med användande av tabell enligt fig. 8).

Alla differenser är höjda till närmaste heltal. Observeras bör att differensen direkt utgör skillnaden i flytgränsen bestämd enl. Tabell I och enl. vedertagen metod.

Differensernas fördelning är uppritad i stapeldiagram (*fig. 8*). Som synes finnes en tydlig skevhet — åt det positiva hållet. Detta antyder att den använda kurvan i fig. 3 ger något för låga värden på flytindex. Den använda enpunktsmetoden ger dock trots detta ett gott resultat på det material som prövats med nämnda metod. Endast för två prov överstiger »felet» 2 enheter.

Hur Olmstead's och Johnston's »Chart method» har utfallit framgår av diagram sid. 33 i HRB 95 (5). Det material, som närmast motsvarar det svenska vad gäller lerhalt och flytgräns, är gruppen »56—70». Felens fördelning är där: 0—42 %, 1—44 %, 2—3 % (första siffran differensen (»felet»), andra siffran resp. grupps andel av hela materialet). Motsvarande svenska siffror är (om man även här bortser från tecknen): 0—35 %, 1—51 %, 2—18 %, 3—1 %, 4—1 %. Den amerikanska metoden har — av allt att döma i oförändrat skick — använts i Brasilien. Resultatet av dessa försök finnes publicerat i en rapport (6), som tyvärr inte ger närmare upplysningar, huruvida man funnit några signifikativa avvikelser vad gäller flytindex' variation med flytgränsen.

Resultatet av denna undersökning kan sammanfattas sålunda:

Fel	%
0 —0,5	59
0,6—1,0	24
1,1—2,0	15
> 2,0	2

Sammanlagt har 282 st prover. huvudsakligen från sydostkusten dersökts.

Om ytterligare testning av material från andra delar av landet skulle a att avvikelserna icke bli större än i ovannämnda diagram (fig. 8) synes ett införande av här redovisad enpunktsmetod skulle vara ättigat med tanke på den icke obetydliga arbetsbesparing den med- .

Litteraturförteckning

Casagrande, A. (1932). Public Roads 13, 121.

AASHO Designation T89—49, Part II, (1950). The Amer. Ass. of State Highway Officials.

Cooper, J. and Johnson, K. (1950). Materials Lab. Rep. No 83, Wash. State Highway Dep.

Olmstead, F. and Johnston, C. (1954). Highway Res. Board, Bull. 95.

Corps of Engineers, U. S. Army, Waterways Exp. Station, Miss. (1949). Techn. memorandum no. 3—286.

de Souza, Murilo Lopes. (1955). Determinação do Limite de Liquidez. Dner-Brasil.

Värmeledningsförmågan hos några kvartära leror[1]

Heat conduction in some Quaternary clays

Av

ERIK SAARE[2]

ärmeledningsförmågan hos lerorna har bestämts med en icke statio- värmeström från en lång cylindrisk värmekälla. Apparaten består n sond, som uppvärmes med elektrisk ström. Sondens temperatur- ring mätes med termoelement och en registrerande elektronisk po- iometer. Sonden nedföres i leran och man prövar sig fram till en plig effekt för dess uppvärmning. Efter ca 10—14 minuter bör tem- turen i sondens kontaktyta med omgivande material, dvs. lera,

---

[1] Autoreferat av föredrag i Svenska föreningen för lerforskning $^{28}/_{11}$ 1955.

[2] Statens väginstitut, Stockholm.

stiga ca 10° C. Ur den erhållna temperaturstegringskurvan bestämmes grafiskt lerans värmeledningskoefficient.

Metoden har tillämpats vid laboratorie- och fältförsök.

Den fullständiga rapporten över arbetet kommer under året att publiceras i Meddelanden från Statens Nämnd för Byggnadsforskning.

Erfahrungen bei röntgenographischen Untersuchungen von Tonmineralen mit einer Guinier-Kamera

Von

Karl Jasmund
Sedimentpetrographisches Institut der Universität Göttingen

Einleitung

Als Mineraloge wird man häufig vor die Aufgabe gestellt, eine Substanz unbekannter Zusammensetzung zu identifizieren. Dafür gibt e eine ganze Zahl von Hilfsmitteln und verschiedenen Methoden. Be pulverförmigen Substanzen kann man bis zu einer Grösse des Einzelkorns von 10 $\mu = 1/100$ mm ganz gut eine mikroskopische Bestimmun vornehmen. Hierfür werden eine Reihe von Eigenschaften des Einze kornes herangezogen, wie z. B. Lichtbrechung, Doppelbrechung de Lichts. Durch die Erfahrung oder durch systematischen Vergleich de gemessenen Daten mit Tabellenwerten kann man meistens ermitteln welches Mineral vorliegt. Weil man eine Reihe von verschiedenen voneinander unabhängigen Bestimmungsmethoden anwenden kann, is diese Art der Identifizierung sehr genau.

Wenn die Körner kleiner werden, wird die mikroskopische Bestimmung immer schwieriger und versagt schliesslich ganz. Dann müsse röntgenographische oder elektronenoptische Methoden angewende werden. Am meisten in Gebrauch ist die röntgenographische Pulve methode von Debye-Scherrer, die nun andere Bestimmungsdaten liefer nämlich solche, welche die Kristallstruktur direkt betreffen. Je nac der Kristallstruktur, d. h. je nach der Atomgruppierung erhalten wi ein anderes Interferenzmuster. Auf dem photographischen Film sehe wir ein Liniensystem, bestehend aus Linien in bestimmtem Abstan voneinander bzw. vom Mittelpunkt und von ganz bestimmter Intensitä Umgekehrt können wir ein solches beobachtetes System von Röntgeninterferenzen als Kennzeichen und zum Nachweis einer bestimmte ristallart benutzen. Während wir bei den lichtoptischen Bestimungen viele voneinander unabhängige Methoden anwenden konnten, uns jetzt nur noch eine Bestimmungsart geblieben, nämlich eine arakteristische Linienfolge und zwar nicht von einem Korn allein ndern von sehr vielen Körnern gleichzeitig.

In einem Pulvergemisch, d. h. in einem Pulver, welches aus mehreren mponenten oder aus mehreren Mineralen besteht, werden sich nun tsprechend viele solcher Interferenzmuster übereinander lagern. Wenn r also die verschiedenen Komponenten der Mischung bestimmen llen, müssen wir die Superposition dieser Liniensysteme auflösen. vor müssen wir allerdings die Interferenzmuster der in Frage komenden Minerale kennen. Das ist heute kein Problem mehr, wo uns nfangreiche Tabellen hierfür zur Verfügung stehen. Vor etwa 30 hren, als Hadding (1923) in Lund Versuche dieser Art durchführte, r es wesentlich schwieriger. Damals wurden von ihm die ersten lveraufnahmen von Tonen veröffentlicht, und er stellte, seiner Zeit it vorauseilend, bereits fest, dass alle von ihm untersuchten Tone s kristalliner Substanz, d. h. aus Mineralen bestehen, auch die feinsten hlämmrückstände. In den folgenden Jahren hat man sich davon erzeugen müssen, dass es eine ganze Reihe von Tonmineralen gibt, wesentlicher Bestandteil der verschiedenen Tone sind (Jasmund 55). Ich möchte hier nur einige nennen:

olingruppe: Kaolinit, Fire-clay-Mineral, Halloysit.
ntmoringruppe: Montmorillonit, Nontronit.
mmergruppe: Hydroglimmer, Illit.

Neben diesen eigentlichen Tonmineralen kommen an detritischen neralen im Ton noch vor: Quarz, Feldspat, usw. Sie besitzen ein stallgitter mit einem durchschnittlich guten Interferenzvermögen, Gegensatz zu den Tonmineralen. Die Tonminerale kristallisieren in niedrigsten Symmetrieklassen, sie liefern also ein Interferenzster, das aus sehr vielen Linien besteht. Aus elektronenmikroskochen Aufnahmen sehen wir, dass die Kristallgrösse dieser Minerale ır im kolloidalen Bereich bleibt. Wegen der geringen Kristallgrössen n teilweise eine Linienverbreiterung auf dem Röntgenfilm festellt werden. Diese Tonminerale sind meistens bei niederer Tempera- aus Verwitterungslösungen gebildet worden. Es ist deshalb anzumen, dass ein grosser Teil von ihnen mit Gitterstörungen behaftet die ein weiteres Wachsen über eine bestimmte Grösse hinaus verlerten. Man erkennt dies an der Intensitätsabnahme der Internzlinien nach grossen Beugungswinkeln zu. Wir müssen also fest-

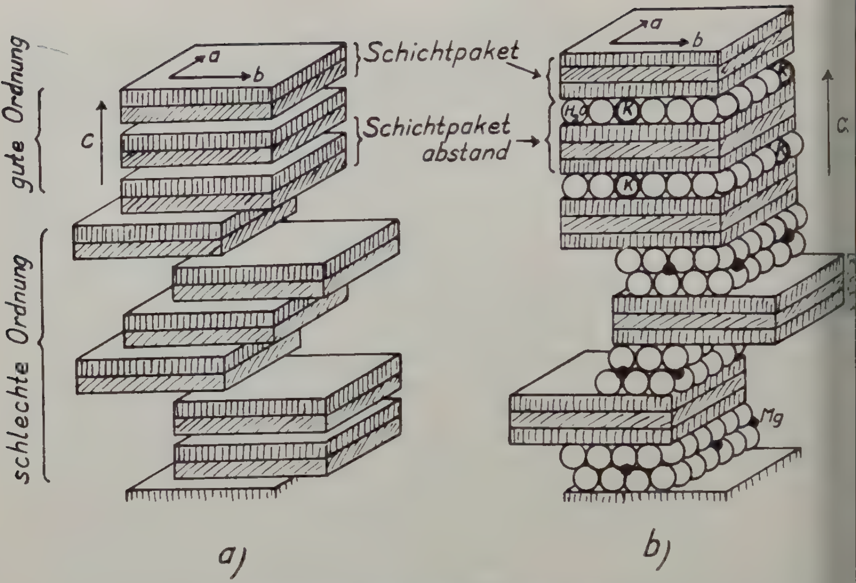


Abb. 1. Schematische Anordnung der Schichtpakete.
a) bei Zweischichtmineralen (Kaolinit-Fire-clay-Minerale).
b) bei Dreischichtmineralen (Glimmer- u. Montmorin-Minerale).

stellen, dass das Streuvermögen der meisten Tonminerale gering ist, in vielen Fällen sogar durch ungünstige Faktoren noch weiter vermindert wird.

Problemstellungen

Wir haben es also hier mit einem Material zu tun, das sich nicht leicht identifizieren lässt. Weil wir nur die charakteristische Linienfolge zur Identifizierung zur Verfügung haben, müssen wir soviel wie möglich hieraus ablesen. Das heisst, wir müssen unsere Aufnahmetechnik verfeinern und die röntgenographischen Bestimmungsmethoden speziell für die Tonminerale einrichten. Wie kann man dies auf zweckmässige Art tun? Zur Beantwortung dieser Frage gehen wir am besten von der Kristallstruktur dieser Minerale aus und betrachten die schematische Zeichnung von Abb. 1. Das wesentliche Merkmal ist der Aufbau aus Tetraederschichten und Oktaederschichten, die jeweils ein Schichtpaket bilden. Bei den Kaolinmineralen, zu denen auch der Chamosit und Antigorit strukturell zu rechnen sind, besteht das Schichtpaket aus jeweils einer Oktaederschicht und einer Tetraederschicht. Ein Kristall dieser Mineralgruppe setzt sich aus vielen übereinanderliegenden Schichtpaketen zusammen. Wir erkennen nun ein Mineral dieser Kaolingruppe leicht daran, dass eine Linie auftreten muss, die diesem

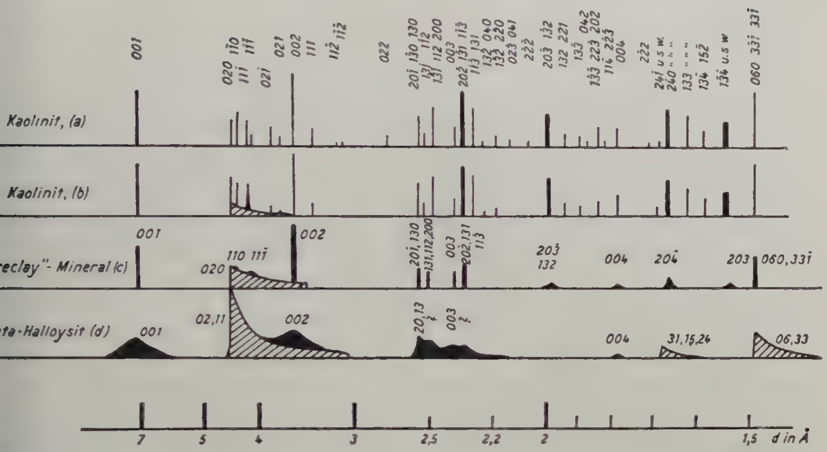


Abb. 2. Graphische Darstellung der Interferenzlinien einiger Minerale der Kaolin-Gruppe (n. Brindley u. Robinson, 1946).

hichtpaketabstand entspricht. Das ist die sogenannte Basislinie, die hr stark ist und dem Primärstrahl am nächsten liegt. Bei den Drei-hichtmineralen, deren Schichtpaket sich aus zwei Tetraederschichten d einer dazwischen liegenden Oktaederschicht zusammensetzt, ist ser Abstand entsprechend grösser, d. h. die Basislinie rückt noch iter nach innen. Aus ihrer Lage kann man demnach feststellen, lche Gruppe von Tonmineralen jeweils vorliegt, insbesondere wenn n eine geeignete Aufnahmetechnik anwendet und den Textureffekt einem Aggregat aus parallelen Blättchen ausnutzen kann (Jasmund 50).

Wie ist nun eine weitere Unterteilung innerhalb dieser Gruppen, B. in der Kaolingruppe, möglich? Aus Strukturbetrachtungen lässt h zeigen, dass die einzelnen Glieder durch den Ordnungszustand ereinanderlagernder Schichtpakete zu unterscheiden sind. Dieser dnungszustand muss also sichtbar werden in den auftretenden terferenzlinien. Je grösser die Ordnung über die Schichtpakete hinaus , desto besser müssen die Interferenzlinien sichtbar werden. Je hlechter die Ordnung, desto weniger gut sollten die Linien erscheinen. erbei werden einige Linien ganz verschwinden und durch ein ver-schenes Band ersetzt sein. In Abb. 2 sehen wir die schematisch rgestellte Linienfolge dieser Mineralgruppe. Beim Kaolinit erscheint B. bei etwa 4,5 Å eine Folge von 4 Linien, die beim Fire-clay-neral mit seinem grösseren Unordnungszustand nicht mehr aus-bildet ist (Brindley u. Mitarb. 1946). Beim Halloysit, wo die Schicht-kete sich zu Röhrchen aufgerollt haben, erhalten wir nur noch

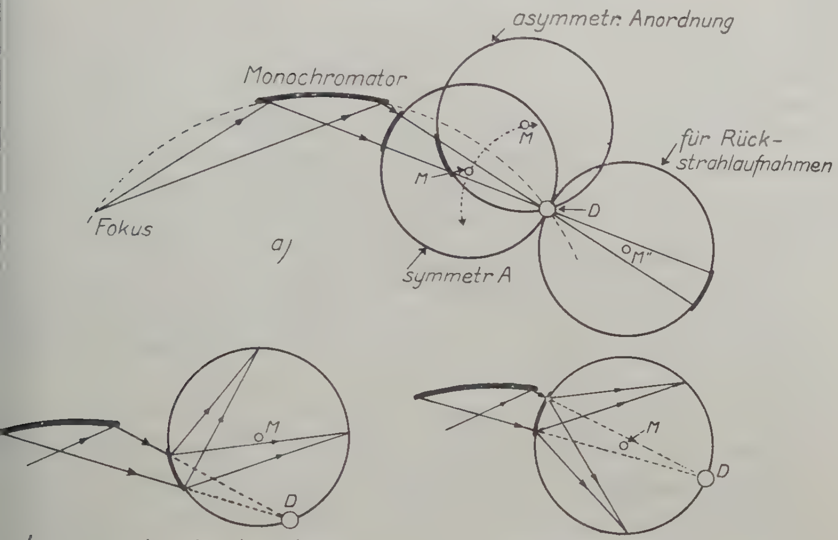
Reflexe von einem zweidimensionalen Gitter. In der dritten Dimension herrscht keine Ordnung mehr. Man sieht das an den charakteristischen Linienverbreiterungen und dem einseitigen Intensitätsabfall der Linien.

Wie kann man nun umgekehrt aus der Linienfolge diesen Ordnungs- und Unordnungszustand erkennen? Aus gewöhnlichen Pulveraufnahmen ist dies kaum noch möglich, auch wenn man eine Kamera mit grossem Radius benutzt. Das Auflösungsvermögen reicht nicht aus, um z. B. die charakteristische Linienfolge bei 4,5 Å voll aufzulösen. Hier müssen besondere Aufnahmemethoden angewendet werden, von denen wir eine im Folgenden besonders behandeln wollen.

Ein anderes Problem taucht bei den Tonmineralen aller drei Gruppen auf, nämlich zu prüfen, ob und wie man unter Umständen aus bestimmten Linien auf die chemische Zusammensetzung des betreffenden Minerals schliessen kann. Wenn z. B. das dreiwertige Aluminium der Oktaederschicht weitgehend durch zweiwertiges Magnesium oder Eisen ersetzt wird, so muss zum Valenzausgleich die Oktaederschicht jetzt ganz besetzt sein. Dies ist der Fall beim Antigorit und Chamosit. Durch das Hineinbringen von mehr Ionen und auch grösseren Ionen als das Al^{3+} muss das Gitter aufgeweitet werden. Dies muss sich in der *a*- und *b*-Richtung auswirken und an entsprechenden Reflexen bemerkbar machen. Besonders empfindlich hierauf ist die (060)-Linie, die bei aufgeweitetem Gitter mehr nach innen, zu kleineren Glanzwinkeln gerückt ist.

Entsprechendes gilt für die glimmerartigen Tonminerale (Illite), bei denen statt 2/3 auch 3/3 der Oktaederschicht besetzt sein kann. Man nennt sie entsprechend dioktaedrische und trioktaedrische Illite, oder kurz Di-Illite und Tri-Illite.

In einigen Tonen kann nun neben einem dioktaedrischen auch ein trioktaedrisches Mineral vorhanden sein. Schwierig wird der Nachweis beider nebeneinander, wenn die entsprechenden (060)-Linien nicht sehr weit voneinander entfernt sind. Dann kann bei gewöhnlichen Pulveraufnahmen eine Verschmelzung beider Linien vorkommen, und man muss eine verfeinerte Nachweismethode anwenden. Dies muss besonders dann geschehen, wenn sich diesen (060)-Linien solche von anderen Mineralen überlagern, wie es besonders häufig durch eine Quarzlinie eintritt. Als Ausweichinterferenzen sind dann unter Umständen die entsprechenden (020)-Linien zu verwenden, also eine niedere Ordnung der (060)-Interferenz. Diese (020)-Linien liegen natürlich viel näher beieinander, eine Trennung ist nur mit einer fokussierenden Kamera grossen Auflösungsvermögens möglich. Es gibt noch andere Fälle, in denen man mit normalen Pulveraufnahmen zur Identifizierung der einzelnen Bestandteile eines Tons nicht auskommt. Ins-



b. asymmetrische Anordnung c. symmetrische Anordnung

Abb. 3. Einstellungsmöglichkeiten mit der Guinier-Kamera.

esondere sind es die zahlreichen Überlagerungen von Linien, die bei em Linienreichtum und der Ähnlichkeit des Interferenzmusters der onminerale nur allzu häufig auftreten.

rinzip, Aufbau und Arbeitsweise der Guinier-Kamera

Da wir also in den Tonmineralen Substanzen mit schlechten Aufıhmeeigenschaften vor uns haben, so müssen wir grossen Wert ıf eine gute Aufnahmemethode legen. Unsere Experimente haben ın gezeigt, dass eine Guinier-Kamera die oben diskutierten Probleme elfach lösen kann.

Zunächst möchte ich kurz über das Prinzip und die Anordnung der amera berichten, wie es ausführlich von Guinier (1939) geschehen ist. Die beiden wichtigsten Teile sind ein Quarzmonochromator nach hansson (1933) und eine Röntgenkamera mit fokussierender Anordıng nach Seemann-Bohlin (Abb. 3 a). Die Röntgenstrahlen kommen n einem Strichfokus. Sie werden an dem gekrümmten Kristallmonoromator reflektiert und dann wieder in einem Punkt D fokussiert. achdem das Röntgenlichtbündel die Quarzplatte passiert hat, ist es onochromatisch. Das gesamte Bremsspektrum, welches sonst eine ffuse Streustrahlung gibt, und die K_β-Strahlung werden nicht reflektiert. Jetzt kann eine zylindrische Kamera so gestellt werden, dass der Primärstrahl auf dem Film fokussiert ist, d. h. dass der Punkt D auf dem Film zu liegen kommt. Um diesen Punkt können wir nun den Kamerazylinder schwenken, wobei die Fokussierung auf dem Film erhalten bleibt. Das Präparat, welches untersucht werden soll, besteht aus einer dünnen Schicht. Es liegt tangential in der Zylinderfläche der Kamera, also in der Filmkrümmung. Wenn wir die Kamera um einen bestimmten Winkel um den Punkt D geschwenkt haben, müssen wir das Präparat zurück in den Strahlengang bringen. Dies geschieht durch Drehen des Kamerazylinders in sich selbst, d. h. um den Mittelpunkt M. Die Kamera kann also um zwei Rotationspunkte gedreht werden,

1. um den exzentrischen Punkt D, der in der Filmebene liegt,
2. um die zentrische Achse, also um den Mittelpunkt der Kamera M.

Aus der Geometrie des Kreises folgt, dass alle Strahlen, welche von dem gebogenen Präparat unter dem jeweiligen Glanzwinkel abgebeugt werden, wieder auf dem Film fokussiert werden. Diese Eigenschaft der Fokussierung eliminiert bis zu einem hohen Grad den Einfluss der Präparatdicke, der sich nach einer Formel von de Wolff (1948) berechnen lässt. Weil die abgebeugten Strahlen von der Peripherie und nicht vom Mittelpunkt der Kamera kommen, verdoppelt sich das Auflösungsvermögen. Beide Effekte, Fokussierung und doppeltes Auflösungsvermögen ergeben die Vorzüge dieser Aufnahmetechnik.

Um jeweils die besten Aufnahmebedingungen einzuhalten, können verschiedene Einstellungen der Kamera gewählt werden (Abb. 3 b, c). Am einfachsten ist die symmetrische Anordnung, bei der man zu beiden Seiten des Primärflecks praktisch die gleichen Aufnahmebedingungen hat. Der maximal nach jeder Seite zu erfassende Winkelbereich ist allerdings nicht sehr gross ($\Theta \sim 30°$). Auf Grund des schlechten Reflexionsvermögens der Tonminerale braucht er auch nicht gross zu sein, weil die Intensität der Linien mit grossen Glanzwinkeln schnell abnimmt. Trotzdem benutzt man häufiger die asymmetrische Anordnung (Abb. 3 b). Ausser dem Vorzug eines grösseren Winkelbereichs hat diese Anordnung zwei weitere Vorteile:

1. Weil die abgebeugten Strahlen nicht vom Mittelpunkt der Kamera kommen sondern von der Peripherie, gehen sie im allgemeinen schräg durch den Film. Nur der Strahl, der gleichzeitig durch den Mittelpunkt geht, ist ausgezeichnet und trifft senkrecht auf den Film auf (Primärstrahl bei der symmetrischen Stellung). Hieraus folgt, dass die weit von der ausgezeichneten Lage entfernten Reflexe zunehmend schräger durch den Film gehen. Die entstehenden Linien erscheinen breiter, weil wir beim Ausmessen ja senkrecht auf den Film sehen. Bei doppel-

chichtigen Filmen erscheinen weit draussen sogar zwei Linien, eine on der Innenschicht herrührend, die andere von der Aussenschicht. Vollen wir den Vorteil der kürzeren Belichtungszeit eines doppelseitig egossenen Films ausnutzen und das Ausmessen und Photometrieren ach den üblichen Methoden vornehmen, so müssen wir sehen, dass ie besonders interessierenden Linien oder Liniengruppen durch prak- isch senkrecht auf den Film einfallende Strahlen erzeugt werden. Dies önnen wir erreichen, wenn wir die asymmetrische Achse mit dem oppelten Glanzwinkel schwenken und den Kamerazylinder um den ierfachen Glanzwinkel zurückdrehen. Leider sind diese bevorzugten ufnahmebedingungen jeweils nur für einen bestimmten Winkelbereich u realisieren. In vielen Fällen liegt der besonders interessierende Vinkelbereich um 30°, so dass man dazu übergegangen ist, Guinier- ammern mit einer festen Einstellung auf diesen Winkel zu benutzen.

2. Die asymmetrische Anordnung hat einen weiteren Vorzug, der esonders zur Erhöhung des Auflösungsvermögens beiträgt. Durch den Ionochromator wird im allgemeinen sowohl $K\alpha_1$ als auch $K\alpha_2$ reflek- ert.[1] Die nach der Reflektion eingetretene Aufspaltung beider Wellen- ngen kann durch die nochmalige Beugung am Präparat wieder rück- ingig gemacht werden. Diese sogenannte Subtraktionsstellung haben ir also nur nach einer Richtung, d. h. nur auf einer Seite des Primär- rahls und genau genommen nur für einen bestimmten Winkel. Nach er anderen Seite wird die Aufspaltung von $K\alpha_1$ und $K\alpha_2$ weiter ver- össert. Für unsere diagnostischen Zwecke verwenden wir nur die ıbtraktionsstellung. Wegen dieser ausgezeichneten Fokussierungsbe- ngungen ist die Belichtungszeit ziemlich kurz. Sie richtet sich natür- ch nach dem Öffnungswinkel des Strahlenbündels, das auf den Mono- romator fällt. Diese Divergenz betrug bei unseren Tonaufnahmen 2°, och hängt dieser Winkel auch von der Güte des Quarzmonochromators . Die Belichtungszeiten für eine Guinier-Aufnahme bzw. eine Pulver- fnahme mit demselben Linienabstand verhalten sich etwa wie 1 : 4 gunsten der fokussierenden Anordnung. Bei doppelseitig begossenem lmmaterial liegt die Belichtungszeit für Tonminerale zwischen 1 bis Stunden, für Quarz bei etwa 1/2 Stunde. Natürlich geht hier auch ch die vertikale Divergenz des Strahlenbündels ein. Im allgemeinen sie so begrenzt, dass die Röntgeninterferenzen auf der Mittellinie s Films praktisch noch nicht verbreitert erscheinen durch die sichel- rmige Ausbildung, die bei Verwendung von Spaltblenden besonders kleinen Glanzwinkeln immer auftritt. Die Linien sind nach aussen

---

Bei einigen sehr gut ausgeschliffenen Monochromatoren kann man durch sorgfältige stellung des Reflektionswinkels erreichen, das ohne grösseren Intensitätsverlust nur $K\alpha_1$-Linie reflektiert wird.

hin, d. h. in Richtung zunehmender Glanzwinkel scharf begrenzt, nach innen zu ist der Intensitätsabfall weniger scharf durch die Überlagerung der untereinanderliegenden Beugungsringe. Sehr eng liegende Linien, wie z. B. das (111)-Dublett im 4,5 Å-Bereich des Kaolinits, treten deshalb nicht in voller Schärfe hervor. Man kann die Aufnahmebedingungen weiter verbessern, wenn man die schräg einfallenden Strahlen weitgehend herausnimmt und praktisch nur parallele Strahlen auf das Präparat fallen lässt. Wir nähern uns damit den Verhältnissen, wie sie bei Punktblenden vorliegen. Ein weiterer Fortschritt würde hier durch Verwendung von doppelt fokussierenden Monochromatoren erreicht werden. Das Ausblenden der schräg auf das Präparat fallenden Strahlen geschieht am besten mit einer Sollerblende, wie sie auch bei den Röntgengoniometern üblich ist. Durch die Herabsetzung der vertikalen Divergenz treten die Linien schärfer aus dem Untergrund hervor, so dass eine bessere Photometrierung möglich ist. Die Belichtungszeit musste bei Verwendung unserer Sollerblenden auf etwa das vierfache erhöht werden.

Grosse Schwierigkeiten bereitet die Herstellung geeigneter Präparate, insbesondere von Tonen. Bereits einleitend habe ich darauf hingewiesen, dass die Tonminerale grösstenteils blättchenförmig sind. Deshalb neigen sie sehr dazu, sich parallel zur Auflagefläche anzuordnen. Wir haben dann eine Textur im Präparat, die für quantitative Bestimmungen sehr unerwünscht ist. Weil wir keine vollkommene Unordnung mehr haben, wie z. B. in Stäbchenpräparaten bei Debye-Scherrer-Aufnahmen, werden je nach der Präparatneigung einige Reflexe verstärkt, andere abgeschwächt auftreten. Diese Textur tritt natürlich besonders bei sedimentierten Präparaten auf, weniger stark bei ultrafiltrierten und auf dem Ultrafilter getrockneten Präparaten. Eine weitere Methode, die z. T. geeignetere Präparate liefert, besteht darin, das Pulver mit einer Flüssigkeit wie z. B. Glycerin oder angewärmten Paraffinöl anzurühren. Diese Paste wird dann zwischen zwei Cellophanhäutchen mit zwei Glasplatten auseinandergedrückt, so dass eine gleichmässig dünne Schicht zwischen den Cellophanhäutchen entsteht.[1]

Die hier verwendete Kamera ist bereits an anderer Stelle ausführlich beschrieben worden (von Wolff 1954), so dass hier nur ganz kurz darauf eingegangen werden soll (Abb. 4). Vom Strichfokus der Röntgenröhre kommend passiert das Röntgenlicht das Blendensystem, welches

---

[1] Zur Herstellung von möglichst texturfreien Präparaten kann man, wie hier geschehen, das Tonmineral mit Glycerin anrühren. Um die oberflächliche Textur hierbei weitgehend zu vermeiden wird die Paste zwischen zwei kleinen Häutchen eines dünnen Tesafilmes (scotch tape) zerdrückt. Die Klebschicht des Films wird vorher mit dem trockenen Tonpulver bestreut, wobei die Tonteilchen ohne bevorzugte Orientierung haften bleiben und eine ziemlich texturfreie Oberflächenschicht ergeben. Bei Verwendung von gewöhnlichen Cellophanblättchen wurde eine unpolare Flüssigkeit wie z. B. Paraffinöl verwendet.

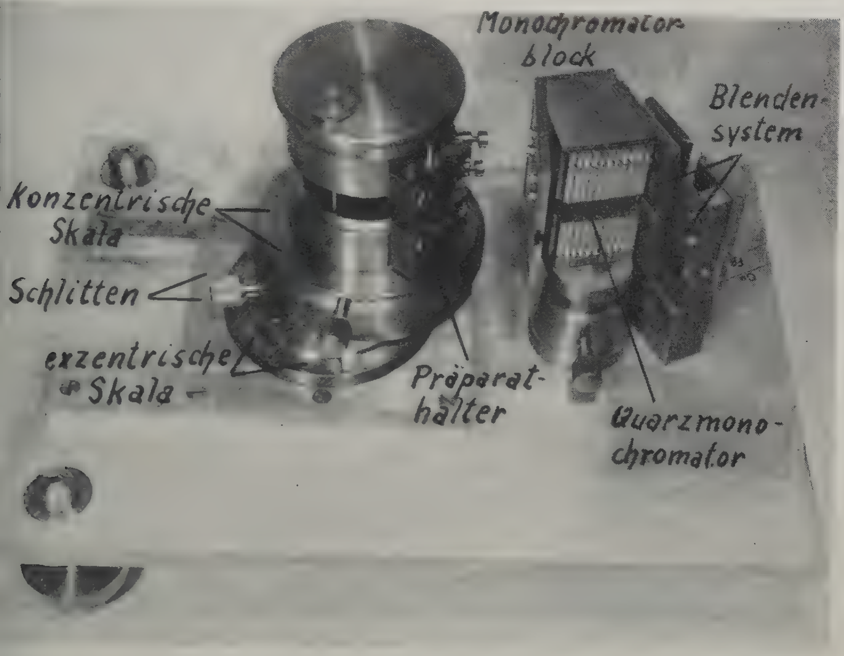


Abb. 4. Guinier-Kamera nach von Wolff.

emeinsam mit den hinter dem Monochromator befindlichen Blenden zur
instellung der horizontalen und vertikalen Divergenz des Lichtbündels
nd zur Abschwächung der Streustrahlung dient. Die vertikale Diver-
enz kann stattdessen auch durch eine Sollerblende sehr gering ge-
alten werden, die an Stelle des Blendenkörpers eingesetzt wird. Die
uarzplatte, auf 50 cm Radius ausgeschliffen, wird mit Federn auf
en Monochromatorblock mit halbem Krümmungsradius gespannt.
ach Reflektion am Quarzmonochromator geht das Röntgenlicht durch
as Präparat, das in den Präparathalter eingesetzt ist. Der Primär-
rahlauffänger ist mit dem drehbaren Kameradeckel verbunden und
nn somit auf jeden gewünschten Winkelwert eingestellt werden. Der
lm liegt, in schwarzes Papier eingewickelt, an der Innenwand des
lindrischen Kamerakörpers, etwa dort, wo der breite Spalt sichtbar
. Letzterer dient dazu, die ganze Anordnung auch für Rückstrahl-
fnahmen verwenden zu können, z. B. in der Metallkunde. Weil der
imärstrahl immer auf dem Film im Punkt D (Abb. 3 a) fokussiert
in soll, kann die Kamera mit der exzentrischen und konzentrischen
nstellskala auf einem Schlitten solange verschoben werden, bis dies
reicht ist.

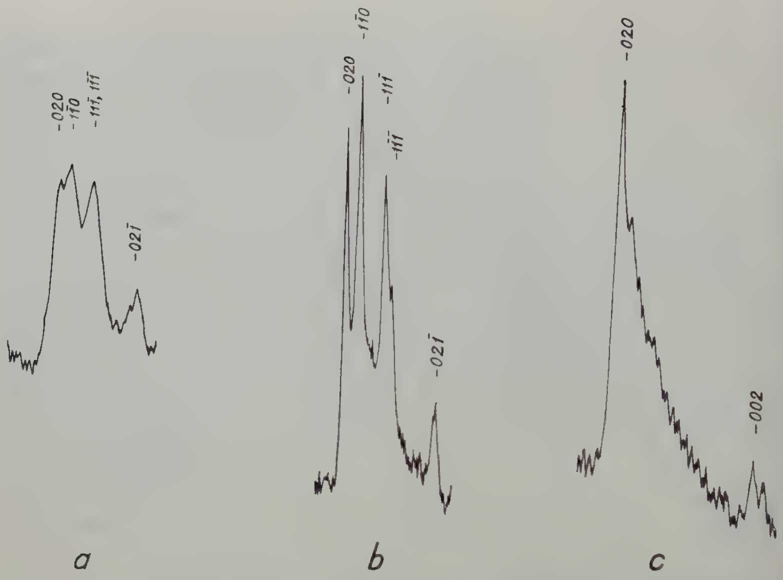


Abb. 5. Photometerkurven des 4,5 Å-Bereiches

a) einer Debye-Scherrer-Aufnahme des Kaolinits von Schnaittenbach (Korngrössenfraktion 2—6 μ).
b) einer Guinier-Aufnahme desselben Kaolinits wie in a)
c) einer Guinier-Aufnahme des Fire-clay Minerals von Grossalmerode (Korngrössenfraktion < 0,6 μ).

Experimentelle Erfahrungen mit der Guinier-Kamera

Nachdem in einem vorhergehenden Abschnitt bereits einige Probleme der röntgenographischen Untersuchung von Tonmineralen herausgestellt wurden, sollen jetzt die mit dieser Kamera erhaltenen Ergebnisse diskutiert werden.

Es wurde gezeigt, dass zur Unterscheidung des Kaolinits vom Fire-clay-Mineral der 4,5 Å-Bereich benutzt werden kann. In Abb. 5 ist die für den Kaolinit charakteristische Liniengruppe durch die Photometerkurven wiedergegeben und zwar sowohl für eine Debye-Scherrer-Aufnahme (Abb. 5 a) als auch für die Guinier-Aufnahme (Abb. 5 b). Die Debye-Scherrer-Aufnahme (Stäbchendicke 0,3 mm) wurde mit einer Kamera von 114 mm, die Guinier-Aufnahme mit einer solchen von 57 mm ∅ gemacht. Die Linienabstände sind also direkt miteinander vergleichbar. Ein Vergleich der beiden Photometerkurven macht den Unterschied im Auflösungsvermögen beider Methoden klar. In Abb. 5 c ist dieser Bereich auch für das Fire-clay-Mineral dargestellt worden. Es erscheint nur ein verschmiertes Gebiet mit einer scharfen

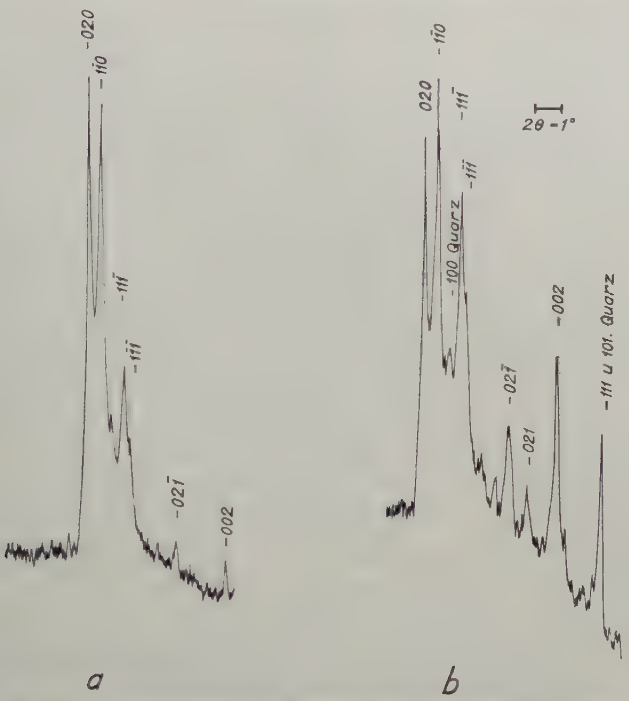


Abb. 6. Photometerkurven von Guinier-Aufnahmen des 4,5 Å-Bereiches eines Kaolinits zur Darstellung des Textureffekts.
a) Präparat hergestellt durch Sedimentation.
b) Präparat hergestellt als Glycerinemulsion.

orderen Begrenzung, nach Brindley und Mitarbeitern (1947) ein eichen für einen vermehrten Unordnungszustand dieses Tonminerals. m insbesondere das Dublett (111), $(1\bar{1}\bar{1})$ besser aufzulösen, wurde ne Sollerblende eingeschaltet. Beide Präparate für die Guinier-Kamera urden durch Zerdrücken einer Ton-Glycerinemulsion hergestellt.

Den Einfluss des Textureffektes erkennt man, wenn man die Photo- ieterkurve eines durch Sedimentation erhaltenen Präparats daneben ellt, wie es in Abb. 6 a, b geschehen ist. Das Intensitätsverhältnis vischen den Linien (020) und $(1\bar{1}0)$ kehrt sich um, die Intensität es (111)-Dubletts zu diesem ersterem Linienpaar nimmt in Abb. 6 b ı. Ausserdem treten beim texturfreien Präparat die darauf folgenden iterferenzen deutlicher hervor. Das gilt insbesondere von der (002)- inie, die etwa mit einer Intensität erscheint, wie sie auch mit tex- ırfreien Präparaten nach anderen z. T. umständlicheren Präpara- onsmethoden erhalten wird.

Zur Unterscheidung von dioktaedrischen und trioktaedrischen Ton- ineralen verwendet man die (060)-Linien, bei Anwesenheit von Quarz

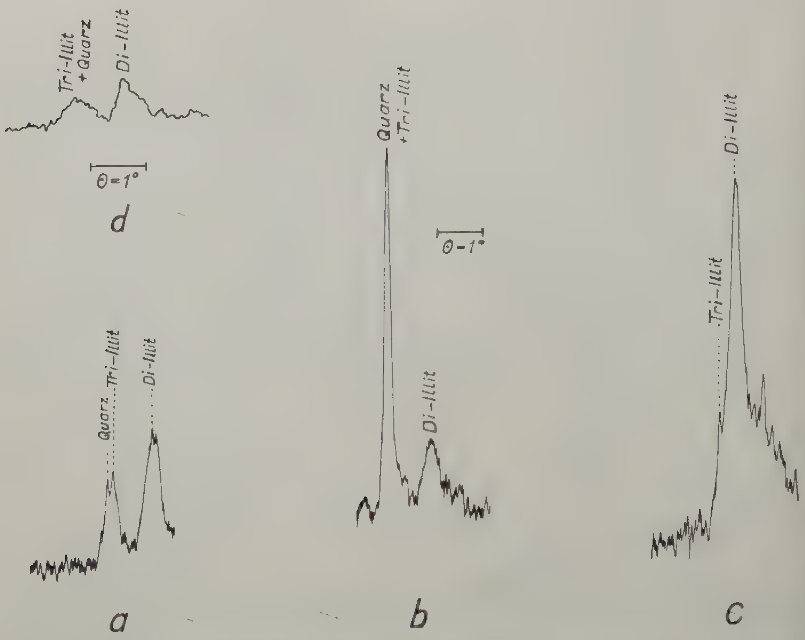


Abb. 7 a–c. Photometerkurven von Guinier-Aufnahmen eines Tons von Mühlacker mit Di- und Tri-Illit (Korngrössenfraktion $< 2\ \mu$).

a) (060)-Bereich der natürlichen Tonfraktion.
b) (060)-Bereich nach Zumischen von Quarzpulver.
c) (020)-Bereich der natürlichen Tonfraktion.
d) Kurvenzug des (060)-Bereichs der Zählrohr-Registrierung mit Röntgengoniometer (natürliche Tonfraktion wie in 7 a).

die (020)-Linien. Eine solche natürliche Mischung beider Illite liegt in der Fraktion $< 2\ \mu$ eines Tons von Mühlacker vor, der ausserdem etwas Quarz enthalten soll (Lippmann 1954). In Abb. 7 a sehen wir die Photometerkurve der natürlichen Mischung, in Abb. 7 b diejenige nach einer Zumischung von Quarz zu etwa gleichen Teilen. Die Entscheidung über einen Tri-Illitanteil in einem Ton dieser Zusammensetzung wäre schwierig, wenn man nicht die (020)-Linie mit zu Hilfe nehmen könnte. In Abb. 7 c ist die Photometerkurve dieser Linien wiedergegeben, und zwar wurde eine Winkelstellung der Kamera von 20° ($2\ \Theta_{020} \sim 20°$) genommen.

Die bisherigen Beispiele bezogen sich auf das hohe Auflösungsvermögen, welches bei Tonmineralen mit der Guinier-Kamera zu erreichen ist. Eng damit verknüpft ist auch eine Erhöhung der Empfindlichkeit des Nachweises der Tonminerale, wie schon folgende einfache Überlegung zeigt. Bei den nichtfokussierenden Anordnungen, z. B. nach Debye-Scherrer, wird durch Vergrösserung des Kameraradius die renze der Nachweisbarkeit heraufgesetzt, weil durch die Divergenz s abgebeugten Lichts die Linien immer diffuser und verwaschener rden und schliesslich im Untergrund verschwinden. Bei der Guinier-amera haben wir statt des divergenten Bündels ein konvergentes rahlenbündel, d. h. das von einem grossflächigen Präparat abgebeugte öntgenlicht sammelt sich auf engem Querschnitt, und die Linien ben sich schärfer aus dem Untergrund heraus.

Mit den bisherigen Ausführungen sollte an wenigen Beispielen gezeigt rden, in welcher Art die Guinier-Kamera für die Tonuntersuchung rangezogen werden kann. Die Erfahrung hat gelehrt, dass sie zur sung bestimmter Fragen ausgezeichnet zu verwenden ist. Sie ist r solche Fragestellungen auch dem Röntgengoniometer mit Geiger-hler überlegen. Das Reflektionsvermögen vieler Tonminerale ist so hlecht, und viele Reflexe heben sich bei der Zählrohrregistrierung schwach über den Untergrund heraus, dass die Auswertung mit igerzähler recht problematisch werden kann, wie ein Vergleich der rvenzüge von Abb. 7 a und 7 d deutlich zeigt. Durch die Notwendigit einer halbwegs ausreichenden statistischen Stossfolge im Zählrohr eine weitere Erhöhung der Empfindlichkeit des Nachweises schwacher flexe kaum noch möglich, wenn man nicht zu extrem langsamer hlrohrdrehung übergeht. Anders ist es bei der Guinier-Kamera, wo abgebeugten Röntgenreflexe über beliebig lange Zeiten auf den m einwirken können, so dass die einzelnen Interferenzmuster der nminerale viel deutlicher herauskommen. Allerdings ist durch die xtur in den Präparaten unter Umständen eine halbwegs quantitative haltsbestimmung schwierig. Deshalb ist es zweckmässig, für Tontersuchungen mehrere Methoden gleichzeitig zu benutzen. Für antitative Messungen der wesentlichen Gemengteile eignet sich am sten das Röntgengoniometer mit Zählrohr. Zum Nachweis geringer ngen von Blättchenmineralen und zur Bestimmung der Tonmineralppe kann am besten das Texturverfahren durch Ausnutzung der rakteristischen Basisreflexe verwendet werden. Zur weiteren Kennehnung der Minerale innerhalb der einzelnen Gruppen leistet die nier-Kamera gute Dienste. Ganz allgemein wäre noch eine Reihe terer Untersuchungsmethoden zu erwähnen, wie Differentialthermolyse, elektronenoptische Aufnahmen usw., die weitere Bestimmungsen liefern und die soweit möglich mit heranzuziehen sind.

Eine zuverlässige mineralogische Tonanalyse kann also nur mit Hilfe er Untersuchungsmethoden ausgeführt werden, aber innerhalb deren hat die Guinier-Kamera einen ausgezeichneten Platz.

Literaturverzeichnis

Brindley, G. W., and Robinson, K. (1946). Trans. Faraday Soc. 42 B, 198.
— (1947). Trans. Brit. Ceram. Soc. 46, 49.
Guinier, A. (1939). Ann. Phys. (Paris) 12, 161. (Radiocristallographie 1945).
Hadding, A. (1923). Z. Kristallogr. 58, 108.
Jasmund, K. (1950). N. Jb. f. Mineral. Mh. 63.
— (1955). »Die silikatischen Tonminerale», Monographie Nr 60, 2. erweiterte Auflage 1955, Verlag Chemie, Weinheim.
Johansson, T. (1933). Z. Physik 82, 507.
Lippmann, F. (1954). Heidelberger Beitr. Mineral. u. Petrogr. 4, 251.
de Wolff, P. M. (1948). Acta Cryst. 1, 207.
von Wolff, T. (1954). Heidelberger Beitr. Mineral. u. Petrogr. 4, 243. Druckschrift M 21 A 255, Siemens-Reiniger-Werke A. G., Erlangen.

Notiser

Prof. W. L. de Keyser höll den 7 okt. på IVA ett föredrag om »Reactivity in the Solid State between the Oxides of the Cement System». Föredraget har publicerats i IVA:s tidskrift TVf, *26*, nr 7, 292 (1955).

Dr. phil. I. Th. Rosenqvist höll den 29 nov. ett föredrag om »korrosion av stål i jord». Föredraget hade ordnats i samarbete med Sveriges geoteknikers förening och skall publiceras i Teknisk Tidskrift.

Dr. R. C. Mackenzie höll den 1 dec. ett föredrag i Uppsala på inbjudan av Miner.-Geologiska Institutionen vid Uppsala Universitet och behandlade härvid en del ouppklarade problem inom lermineralogien. Föredragets titel löd: »Answers please — some unsolved problems; comments on some structural problems in clay mineralogy, the question of iron and aluminium oxides». Ev. kommer en sammanfattning av föredraget att publiceras i ett senare häfte. Vidare följde en diskussion med Dr. Mackenzie som inledare öve »Hydration and hydroxylation in clay minerals».

Investigations in the clay-electrolyte-water system (med sammanfattning på norska) av. I. Th. Rosenqvist har utgivits från Norges geotekniske institutt i dess publikation nr 9 (1955 Pris N. kr. 12: —).

DTA-kommittén har genom agr. lic. K. Vahtras sammanställt en rapport över de svar som ingått på de utsända frågeformulären. 11 st. har besvarats varav 6 från Sverige, 4 från Danmark och 1 från Norge. Ungefär hälften arbetar med manuellt skötta apparater. Samtliga har liggande rörugnar med liknande effekt och temperaturstegring. De flesta har nickelblock som provhållare och Al_2O_3 som referenssubstans. Det är nu meningen att söka få fram goda standardmaterial och att provköra dessa på respektive apparater, varefter en mera utförlig rapport skall kunna avgivas.

Föredragen som hölls vid »The Second National Conference on Clays and Clay Minerals», har publicerats i en volym med titeln Clays and Clay nerals, Pub. 327, Natl. Acad. of Sciences, National Research Council, shington, D. C., 1954.

Clay Minerals Bull. 2, No. 13. Dec. 1955 (egentligen May 1955) nu utkommit och finns tillgänglig hos sekreteraren. Den innehåller föl- de uppsatser.

L. Stone and E. J. Weiss: Examination of four coarsely crystalline chlorites by X-ray and high-pressure d. t. a. techniques.

Abstract: Because chlorite represents the highest order of mineral having a ntmorillonite-illite like structure, it has been studied by the d. t. a. techni- in water vapour atmospheres at pressures (absolute) in the range 0,001 of Hg to 2 300 mm of Hg. The range of water vapour pressure makes found changes in the thermograms, showing the very complex nature of breakdown of the brucite-like layer which was not anticipated by other s. The chlorite exotherm at 870° C can be completely suppressed by pressure water vapour or can be greatly intensified by running in vacuum. great differences in thermograms cannot be explained by chemical analy- or optical properties.

Franzen: X-ray analysis of an adsorption complex of montmorillonite with cetyltrimethyl ammonium bromide (lissolamine).

tora organiska katjoner användes vid bestämning av jonutbyteskapaciten små mängder lermineral. Ekvivalenspunkten bestämmes genom att kom- et vid denna blir en god emulgator för olja-vattensystemet. Ett sådant plex beskrives här närmare.

Greene-Kelly: An unusual montmorillonite complex.

bstract: Sodium montmorillonite and pyridine form a regular complex of ing 23,3 kX in the presence of traces of moisture. The minimum inter- llar composition necessary for the formation of the complex is approxima- $Na + (C_5H_5N)_4(H_2O)_2$. The intensities of the 00l reflections are considered mpatible with the complex having a five layer structure and an alternative gement is proposed.

. Sewell: The consequences for differential thermal analysis of assum- g a reaction to be first-order.

stract: From their isothermal experiments, Murray and White drew the lusion that the dehydration reactions of clays are first-order with a rate r of Arrhenius form. The object of this paper is to discuss whether diffe- al thermal analysis can be used to confirm or refute this hypothesis. The em, previously considered by Murray and White, of a sample heated at a ant rate throughout is recalled. Particular attention is drawn to the of heating rate on the temperature at which the maximum rate of ion occurs.

apply to differential thermal analysis, the treatment must be extended ke account of thermal gradients; as the mathematics involved is cum- me, only results are considered. The most important result concerns the

effects of sample size and dilution on the position of the turning-point. A disagreement with the results of experiments on kaolinite is pointed out; it is argued that only a small part of this disagreement is due to simplifications made in developing the theory, and it is concluded that the hypothesis that the clay reactions are first-order, with a rate factor of Arrhenius form, is only approximate.

E. B. Allison: Quantitative thermal analysis of clay minerals.

Abstract: Vold's mathematical analysis of the d. t. a. curve has been applied to Murray's data on the dehydration of clays. Owing to experimental uncertainties, values for the heats of dehydration are lower than those determined by other methods. The first order law is obeyed and the activation energies of dehydration are of the same order as those derived from isothermal data; rates of dehydration are, however, higher. Furthermore, Smith's constant heat flow method has been used to determine specific heats and heats of dehydration of clays, and the effect of sample porosity upon the results has been determined. The thermal data has also been used to estimate the amount of clay mineral present. The kinetics of the dehydration process, evaluated from the apparent specific heat-temperature curves, follow a first order reaction curve. The activation energies obtained are, however, higher than those derived from other data.

P. Murray and J. White: Kinetics of clay dehydration.

Abstract: Kinetic studies have shown that the isothermal dehydration of the clay minerals proceeds according to a first order law enabling velocity constants to be evaluated for different temperatures. From these, the Arrhenius parameters have been determined and on this basis, the clay minerals may be classified into three main groups, viz., kaolinites, secondary mica clays and montmorillonites. No significant difference is shown by comparison of the Arrhenius plots for the kaolinites and halloysites but the secondary mica clays decompose more rapidly than the kaolinites at comparable temperatures. Evidence is provided to illustrate that the constants obtained are associated with the basic process involving interaction of hydroxyl groups in the clay mineral lattice. Indirect evidence also suggests that the irreversibility of the dehydration is due to lattice collapse resulting in the formation of highly stable configurations of Si^{4+}, Al^{3+} and O^{2-} atoms. The first order nature of the dehydration reaction is shown to be the underlying basis of the type of curve obtained in differential thermal analysis. Two important conclusions are that: — (a) The clay mineral is only approximately 70 % decomposed at the peak on the thermal analysis curve. (b) Heating rate has a marked effect on the peak temperature. Mathematical equations have been developed to obtain the effect of heating at a constant rate on the progress of a reaction for which the isothermal velocity constants are known. The effect of sample weight and dilution factors are discussed, together with the kinetic problems associated with mixtures of clay minerals.

F. Vaughan: Energy changes when kaolin minerals are heated.

Abstract: The work outlined in this paper was undertaken to show how, by a consideration of the energy changes involved, some insight may be gained into the reactions occurring when kaolin minerals are heated.

Activation energies have been determined experimentally for the dehydra-
on of various kaolin minerals. The fireclay mineral is distinctive and it is
ggested that is does not form part of a halloysite-kaolinite series. It is
rther thought possible that there is a series of fireclay minerals.

From thermochemical and thermodynamic considerations the heat of
rmation of kaolinite has been calculated approximately and enthalpy and
e energy changes have been estimated for the exothermic reaction at
0° C. These indicate that, if a compound is produced during dehydration,
most probable explanation of the exothermic reaction is the simultaneous
oduction of mullite, γ-Al_2O_3 and SiO_2. Finally the lattice energies of kaolinite
d its thermal decomposition products have been calculated.

Gallitelli: Clay minerals of the argille scagliose of the Modenese
Appennines.

Abstract: Samples of the argille scagliose from various localities in the
odenese Apennines have been studied by optical, X-ray and d. t. a. methods
part of an investigation into the composition and origin of this remarkable
ochthonous formation. Illite, chlorite and a kaolinitic mineral of »fireclay»
pe are widespread. Samples from one locality contain also a conspicuous
—28 Å swelling chlorite, the origin of which is discussed. It is as yet uncer-
n whether this mineral is confined to clays containing exotic blocks of
hiolite (greenstone) or whether it is more widely distributed.

Lippi-Boncambi, R. C. Mackenzie, and W. A. Mitchell: The mineralogy
of some soils from central Italy.

Abstract: A set of seven soils representative of types of considerable pe-
ogical importance in the Umbrian region of Italy have been examined by
rological and clay mineralogical methods in order to supplement previous
a upon field and chemical characteristics (Lippi-Boncambi, 1950). Some
ic data upon colour, locality of the sample examined, parent material,
nfall (P), temperature (T), rain factor (P/T — see Lang, 1915) and pH are
nmarised in Table 1. It will be noted that (a) the soils form an interesting
our group ranging from red through intermediate colours to yellow and
n through brown to black, (b) all except one are derived from calcareous
ks, and (c) all except one are neutral to alkaline in reaction.

Endell: Clay minerals in coals and in their ashes.

Abstract: Clay minerals occurring in bituminous and brown coals have
n identified by X-rays as illites and kaolinites. On burning coals reactions
e place between the clays, lime, ferric oxides and sulphur. The clays set
the sulphur as sulphur dioxide rather than form anhydrite. The influence
lays on slag formation is described. Clays raise the viscosity of slags. In
minous coal ashes the melting point is raised but in the ashes of brown
ls lowered by the presence of clays. Examples in fluxed-ash and cyclone
ng are given.

Brown: Report of the clay minerals group sub-committee on nomencla-
ture of clay minerals.

Möten och kongresser

Clay Minerals Group sammanträder:

13 och 14 april 1956 i Cambridge,
2 nov. 1956 i London med ämne »Clay Minerals and Soil Mechanics»,
12 och 13 april 1957 troligen i Oxford med ämne »Clay Minerals and Ceramics»,
i nov. 1957 planeras ett möte i London tillsammans med den franska lerföreningen, Groupe des Argiles.

V. Internationaler Keramischer Kongress anordnas i Wien den 17—22 sept. 1956. Upplysningar kan erhållas av civiling. L. Simonsson, IVA, Box 5073, Stockholm 5.

A. M. Byström.

Notis

Ny utstyrsel av Förhandlingarnas omslag

I en skrivelse till Styrelsen den 25 oktober 1955 ansåg hr F. E. Wickman att Förhandlingarnas hittillsvarande omslag genom sin typografiska utformning och rent svenska text enligt hans erfarenhet kunde avskräcka utländska läsare att närmare ta del av häftenas innehåll. Om Förhandlingarna gjordes mera lockande för icke-skandinaviska läsare, skulle detta kunna bidraga till att öka kännedomen i utlandet om svensk geologisk forskning.

Styrelsen upptog ärendet till behandling och framlade frågan för mötet den 1 december 1955 (G. F. F. 1955 sid. 639). De föreningsmedlemmar, som då yttrade sig, företrädde närmast den åsikten, att det ankomme på Styrelsen att vidtaga eventuella åtgärder.

Synpunkten, att Förhandlingarnas innehåll så vitt möjligt bör göras kän för utländska läsare, är enligt Styrelsens uppfattning mot bakgrunden a Förhandlingarnas nuvarande stora spridning utomlands synnerligen beaktansvärd. Vid sina fortsatta överväganden har Styrelsen därför ansett de lämpligt, att samtliga uppsatser på skandinaviskt språk förses me översättning av titel och figurtexter förutom sedvanlig abstract på internationellt språk, och att de översatta titlarna införas i innehållsförteckningen som helst bör göras lättare läslig. Det knappa utrymmet på Förhandlingarna framsida räcker då ofta icke. Innehållsförteckningen för häftena måste därfö flyttas till annan plats och då bäst till omslagets sista sida. Därigenom vinne samtidigt, att den kan sättas lättöverskådligt med större, bättre läsba stilsort.

Omslagets första sida bibehålles i övrigt med hävdvunnen typografi oc uppställning, men kan genom innehållsförteckningens flyttning få ett »renare och estetiskt mera tilltalande utseende. Slutligen har såväl första omslagssidan som innehållsförteckningen försetts med anvisningar på engelska. At införa en engelsk undertitel för tidskriftens namn är däremot av bibliotekstekniska skäl avgjort olämpligt.

Styrelsen

Anmälanden och kritiker

PAUL RAMDOHR: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen.
Akademie Verlag Berlin, 1955. 875 s., 543 textfigurer.

I början av 1930-talet presenterade de båda tyska forskarna H. Schneider- öhn och P. Ramdohr gemensamt sin samlade erfarenhet inom malmmikro- opi i det stora verket »Lehrbuch der Erzmikroskopie, I och II» vilket blev utomordentlig betydelse för systematiska undersökningar av mineral- sociationer, där opaka mineral spela en framträdande roll. Detta verk drog i hög grad att stimulera till användning av malmmikroskop vid stu- um av malmers mineralassociationer och strukturer världen runt och det ev lika självskrivet att en monografi över en malmförekomst skulle inne- lla ett malmmikroskopiskt avsnitt som att i ett allmänt petrografiskt bete skulle ingå undersökningar i vanligt polarisationsmikroskop.

Genom de många nya arbeten inom malmmikroskopi som efterhand pre- nterades framträdde emellertid snart behovet av en komplettering av det an omnämnda verket. Genom andra världskriget blev detta projekt ställt framtiden men 1950 utkom av Ramdohr »Die Erzmineralien und ihre rwachsungen», vilken i huvudsak motsvarade del II av »Lehrbuch der zmikroskopie» av 1931, där de olika mineralens karakteristika av betydelse diagnostiken voro redovisade. I verket av 1950 ägnar Ramdohr, såsom eln anger, även ett speciellt intresse åt olika strukturtyper i malmer och skuterar deras genetiska innebörd.

År 1952 utkom av H. Schneiderhöhn »Erzmikroskopisches Praktikum», ken i huvudsak kan sägas representera en andra, om än rätt starkt om- etad upplaga av »Lehrbuch der Erzmikroskopie, del I, 1934», där optiska hållanden, instrumentalutrustning och olika diagnostiska metoder be- evos. Detta nya verk innebar ett ytterst välkommet komplement till mdohrs »Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen» bl. a. därigenom det innehöll bestämningstabeller av stort värde för orienterande dia- ostik, vilka därjämte genom sidhänvisningar direkt anknyter till Ramdohrs k av 1950.

När professor Ramdohr nu funnit motiverat att redan efter fem år utgiva ny upplaga av »Die Erzmineralien etc.» har väl detta sin grund i att nya a tillkommit, vilka icke böra saknas i handbok över malmmikroskopi, skall göra anspråk på att vara i möjligaste mån aktuell och komplett. e minst torde Ramdohrs egna, träget bedrivna studier av malmmineral- ociationer från snart sagt alla delar av jordklotet ha verkat stimulerande etta hänseende. Den personliga erfarenhet, säkerligen enastående i sitt g, som han härigenom förvärvat borgar för att alla tänkbara krav på ngsidighet vid valet av exempel till beskrivningen och karakteristiken mineral eller strukturer blivit tillgodosedda.

ad beträffar disposition och allmän uppläggning överensstämmer den upplagan i huvudsak helt med den föregående. I de kapitel, som behandla strukturerna, ha nya synpunkter bl. a. rörande försök till en generell systematik tillfogats. Beskrivningen av de olika mineralen, deras diagnostiska karakteristika, associationstyper etc. följer samma disposition, som förekom i föregående upplaga och som i huvudsak förelåg redan i »Lehrbuch der Erzmikroskopie» av 1931. Detta är emellertid ingalunda något fel — den som har haft anledning att själv syssla med malmmikroskopi kan vitsorda, att såväl för rutinmikroskopering som för undervisning i malmmikroskopi är den valda framställningsformen i utomordentligt hög grad ändamålsenlig Att emellertid samma disposition kunnat brukas över en tidrymd av 24 år leder ju osökt till den reflexionen, att de instrumentella hjälpmedlen och de allmänna arbetsrutinen till sina huvuddrag föga ändrats under nämnda tidrymd.

Den nya upplagans omfång har väsentligt utökats främst genom tillkomsten av en stor mängd nya, ofta synnerligen expressiva och karakteriserande mikrobilder. Genom att bättre papper kommit till användning än i förra upplagan har även bildkvaliteten i väsentlig grad förbättrats. Man är särskil tacksam för denna Ramdohrs förståelse för bildmaterialets betydelse — icke minst för undervisning i malmmikroskopi är ett representativt bildmateria ägnat att verka stimulerande och klarläggande.

Liksom i föregående upplaga ägnas ett kapitel åt betydelsen av malm mikroskopiska undersökningar för frågeställningar av teknisk natur, därvi främst för anrikningsproblem. Denna framställning har utvidgats med ny resultat erhållna genom att förbättrade preparat kunnat framställas sedan föregående upplaga publicerades.

Sammanfattningsvis vill anmälaren uttala den förmodan, att detta verk liksom de tidigare editionerna kommer att visa sig vara en oundgängli hjälpkälla för alla som ha att syssla med malmmikroskopi — antingen mål sättningen är av rent vetenskaplig eller av praktisk-teknisk natur.

Sven Gavelin

Traité de Zoologie. Publié sous la direction de Pierre-H Grassé. Tome XII: Vertébrés: Généralités, embryolog topographique, anatomie comparée, caractéristiques bi chimiques. Masson et Cie. Paris 1954. 1146 s. 773 fig. Pr inb. 10 550 fr.

Såsom av titeln framgår, behandlar föreliggande volym ryggradsdjure ur allmänna synpunkter. Det är omöjligt att här gå in på någon detaljkritik vare nog sagt, att boken utgör en fast grund för studiet av inte blott de le vande utan också de fossila ryggradsdjuren. Varje organsystem beskrivs oc diskuteras för sig, varvid den utvecklingshistoriska aspekten kommer v till sin rätt. Särskilt framträdande är denna i ett kapitel om »Le problèm du crâne» (s. 553—604) av J. Piveteau och i ett kapitel om fenornas och extr miteternas uppkomst (s. 710—790) av C. Devillers. Av stort intresse fö bedömandet av relationen mellan chordaternas olika stammar och evert braterna är det avslutande biokemiska kapitlet (s. 1064—1088) av M. Florki Illustrationsmaterialet står i toppklass, och liksom i tidigare utkomna vol mer (jfr G. F. F. bd 71, s. 626; bd 72, s. 479; bd 75, s. 414) gläder man sig det förnämliga verkets absolut förstklassiga yttre dräkt.

G. Regnéll

Evolution des sciences. Masson et Cie. Paris. 7. M. Guinochet: Logique et dynamique du peuplement végétal. 1955. 143 s. 4 pl. 1 tab. 32 fig. Pris 880 fr.

Boken anknyter till den geologiska ämnesgruppen genom att ägna ett nledande kapitel — och även senare avsnitt — åt växtrikets utveckling, ärmast i anslutning till L. Emberger, vilken bl. a. hävdar angiospermernas olyfyletiska ursprung. F. ö. diskuteras flera för paleontologer och kvartär-eologer relevanta förhållanden, såsom växternas geografiska spridning och leras beroende av edafiska och klimatiska faktorer.

G. Regnéll

# rensen mellom Trondhjemsfeltet og sparagmittområdet i sydøst

Av

OLAF HOLTEDAHL

I anledning en uttalelse av B. Asklund i hans artikkel »Norges Geologi och jällkedjeproblemen» i G. F. F., 77, hefte 2, har statsgeolog Per Holmsen i efte 3, s. 433, offentliggjort et innlegg hvor han omtaler at det har »sneket eg inn en misforståelse vedrørende den norske oppfatning av forholdet nellem Trondhjemsfeltet og sparagmittområdet i sydøst». Han skriver at Misforståelsen skyldes vesentlig en unøyaktighet ved Holtedahls bruk av et norske sprog» osv., og han henviser til kartbladbeskrivelsen Tynset N. G. U. 175, 1950) hvor han s. 27, med hensyn til Trondhjemsfeltets tekoniske stilling, gir uttrykk for den oppfatning at det dreier seg om »et øvre kyvekompleks (ett eller flere underordnete skyvedekker) der er skjøvet frem ver det undre skyvedekke, som består av 'pressete lyse sparagmitter'».

Holmsen er her ikke oppmerksom på at den del av teksten til Norges eologi hvor kaledonen behandles, er trykt før hans nevnte avhandling av 950 forelå (sml. mitt forord s. III). Holmsens arbeide er derfor heller ikke ed i litteraturfortegnelsen i Bind I, men er oppført i den supplerende litteaturliste som finnes som et tillegg, i Bind II. Under utarbeidelsen av teksten l det avsnitt det her gjelder, hadde jeg som nyeste kilde Per Holmsens rbeide av 1943 om geologiske og petrografiske undersøkelser i området ynset — Femunden (N. G. U. 158) og jeg har gjengitt hans oversiktskart erfra på s. 287 i N. G. Forøvrig er det heller ikke på Holmsens (sort-hvitt) versiktskart i avhandlingen av 1950 klart angitt noen skyvegrense mellom e to hovedområder det her gjelder. På fargekartet som ledsager N. G. og m var ferdigtrykt i 1953, er det lagt inn en skyvegrense der Holmsen etter n i teksten anførte oppfatning mener den skal gå.

Järnframställning i Kina förr och nu jämte en kortfattad beskrivning av Kinas viktigaste järnmalmer och deras olika typer

Av

F. R. Tegengren

Det föredrag med ovanstående titel, som professor E. T. Nyström höll vid föreningens decembermöte, påkallar en kritisk klarläggning från min sida. Föredraget var nämligen i mer än ett avseende egendomligt. För det första emedan det allenast till hälften behandlade det ämne som titeln angav; för det andra emedan denna sistnämnda hälft var — utan vederbörligt angivande av källan — såväl ifråga om den muntliga framställningen som de förevisade ljusbilderna direkt hämtad ur en 1921—1923 av Geological Survey of China utgiven monografi med titeln The Iron Ores and Iron Industry of China. Ur detta verk var också hämtad den hektograferade översikt av förekommande järnmalmstyper, som utdelades till åhörarna och som avtryckts i Förhandlingarna (Bd 77, sid. 639—640). Denna översikt var nästan allt vad som meddelades i denna för auditoriet mest intressanta del av ämnet. Det enda nya som förekom var en serie kommunistiska propagandabilder, visande bl. a. ståtliga stålverk och andra industriella anläggningar samt en grupp kommunistiska malmletare, vilken med nationalflaggan i spetsen tågar ut till dagens arbetsfält. Om den nya kunskap, som tillkommit och den utveckling som försiggått under de trettio åren sedan utgivningen av ovannämnda verk, hade N. i övrigt ingenting att meddela, trots att han hela denna tid varit bosatt i Kina. Man frågar sig därför av vilken anledning och i vilket syfte han framträtt med detta föredrag, som han utan tillgång till verket ifråga skulle varit helt urståndsatt att hålla. Svaret kanske framgår av det följande.

Hela föredraget var så upplagt, att N. framstod som huvudpersonen i den grupp svenskar, som 1914 påbörjade en undersökning av Kinas järnmalmsfyndigheter. Han omnämnde visserligen under framställningens gång, att gruppen utom honom själv bestod av professor J. G. Andersson, Tegengren samt borrförmannen i Svenska Diamantbergborrnings-AB, C. F. Erikson. Men att den förstnämnde i egenskap av "Mining Adviser to the Chinese Government" var chef och primus motor i företaget och vi andra endast hans assistenter klargjorde han inte. Och den enda antydan han gav om järnmalmsbokens existens var ett omnämnande en passant av »Tegengrens rapport».

N:s insatser i järnmalmsundersökningarna under vårt treåriga samarbete inom Kinas Geological Survey voro i själva verket mycket små och begränsade till det första arbetsåret. Därefter avkopplades han från dessa undersökningar och tilldelades en annan arbetsuppgift, för vilken man ansåg honom bättre lämpad. Hans främsta insats beträffande järnmalmerna var den han själv framhöll, nämligen att han upptäckte ett avsnitt av Hsiian Lung järnmalmsstråket, men härvid dirigerades han på förhand av Andersson (som äran av själva uppdagandet av detta egenartade och betydelsefulla malmfält tillkommer) till det misstänkta området, och hans karta över denna del av malmfältet måste senare underkastas en rätt drastisk revision. För övrigt inskränkte sig hans bidrag till en första överdriven rapport beträffande en mindre järnmalmsförekomst i Honan; några andra fyndigheter än de nyssnämnda har han mig veterligen aldrig besökt.

Mitt arbetsprogram upptogs huvudsakligen av att undersöka de prekambriska järnmalmerna i nordöstra Chihli, de talrika och ekonomiskt viktiga kontaktmalmerna i Yangtsedalen ävensom de tidigare överskattade, karboniska Shansimalmerna jämte den på dessa baserade egendomliga järnhanteringen.

År 1917 upphörde såväl N:s som min egen anställning hos Geological Survey, och efter min hemresa till Sverige fortsatte prof. Andersson ännu ett par år ensam järnmalmsundersökningarna, bl. a. av kontaktmalmerna vid Ching Ling Chen i Shantung och Feng Huang Shan nära Nanking, men hans intresse och arbetsuppgifter hade efterhand, tack vare av honom gjorda intressanta upptäckter, alltmera länkats på arkeologiska och paleontologiska problem.

Efter att jag år 1921 återvänt till Kina i privat tjänst, åtog jag mig uppdraget att på fritid bearbeta och samordna hela det föreliggande materialet, att komplettera detsamma med ur litteraturen hämtade uppgifter ävensom, i mån av tillfälle, genom besök vid ännu obeskrivna malmfält. Slutligen skulle jag för publicering redigera och färdigskriva det hela. Dessutom ingick i planen en exposé över den rådande järnsituationen inom hela det circum-pacifiska området. Under två år ägnade jag hela min disponibla tid åt dessa arbetsuppgifter, varunder jag också blev i tillfälle att besöka och införskaffa material från de stora prekambriska järnmalmsfälten i Manchuriet. På grund av dessa mina senare insatser blev jag övertalad att stå som ensam författare till det publicerade verket, vilket slutligen kom att tillsammans med en kinesisk översättning omfatta två band text med 46 textfigurer, 35 planscher samt en atlas av 39 kartor.

Av ovanstående framgår, att N:s bidrag till detta verk icke äro av någon avsevärd betydelse. Nej, hans verkliga förtjänster ifråga om dess tillkomst ligga på ett annat plan och tillhöra sakens förhistoria. N. hävdade i sitt föredrag, liksom tidigare, att presidenten Yuan Shih-kai's intresse för och bifall till Anderssons anställande av kinesiska regeringen vanns tack vare en framställning av honom genom Yuan's rådgivare, den norskfödde general J. W. Munthe. Så enkel är väl saken knappast. Munthe var ingen person av någon högre resning och sin position hade han uppnått som tack för trogen tjänst även under de år då Yuan's stjärna var i nedan. Hans inflytande var nog svagt, och det erfordrades därför säkerligen en ganska väl beredd jordmån för att ett av honom framställt förslag skulle slå rot. Och denna förutsättning förelåg utan tvivel. Det trängande behovet av bättre kännedom om landets järnmalmsresurser stod klart för presidenten, som umgicks med planer att grunda en egen järnverksanläggning, helt fristående från den vid Hanyang nära Hankow, vilken råkat i japanskt beroende. Vidare hade det i samband med geologkongressen i Stockholm 1910 utgivna symposiet "The Iron Ore Resources of the World" väckt till liv ett världsomfattande intresse för järnmalmsfrågan, och den energiske initiativtagaren och genomföraren av detta pionjärverk, kongressens generalsekreterare professor J. G. Andersson, kom att framstå som den eminente järnmalmsexperten. Marken var sålunda väl förberedd, när svenske envoyen G. O. Wallenberg upptog underhandlingar i anställningsfrågan, vilka ledde till positivt resultat. Tack vare Anderssons påtryckning på vederbörande blev sedan också N. anställd.

Det ovan anförda torde tillfyllest visa, att N:s syfte med föredraget endast kan ha varit att med utnyttjande av andras arbetsresultat inför föreningen framhäva sig själv, i tro att ingen bland åhörarna skulle genomskåda bluffen. Hans handlingssätt har kränkt mitt sinne för fair play, och endast av denna anledning har jag tagit till orda i saken.

Mötet den 12 januari 1956

Närvarande 50 personer.

Ordföranden, hr Collini, öppnade mötet med följande anförande:

Den 14 december 1955 avled i Wien professor Dr. phil. Alexander Köhler. Född i Wien år 1893 studerade han vid därvarande universitet och promoverades till Dr. phil. år 1922. Han utnämndes 1928 till Privatdozent i mineralogi och petrografi vid universitetet i Wien samt blev år 1935 titulärprofessor vid samma universitet. Åren 1942—45 var han Ordinarius i mineralogi vid universitetet i Posen och 1948—54 ånyo professor vid Wiens universitet samt från 1955 professor i mineralogi och petrografi vid Tekniska högskolan i Wien.

I sin vetenskapliga produktion har professor Köhler behandlat bl. a. fältspaterna, cordieritsynteser, luminiscens och fluorescens hos några mineralgrupper, termoluminiscens hos mineral och bergarter samt petrografiska problem. Särskilt känd gjorde han sig genom sina undersökningar över plagioklasernas hög- och lågtemperaturoptik. Han har utgivit tvenne läroböcker, »Das Bestimmen der Minerale», 1949, och, tillsammans med F. Raaz, »Bau und Bildung der Kristalle», 1953. Han studerade vid Stockholms högskola vårterminen 1920. Vår förening tillhörde han som ständig ledamot sedan sistnämnda år.

Jag lyser frid över hans minne.

Styrelsen har till ledamöter i Föreningen invalt: Dr Moshe Ben-Yair, Israel, föreslagen av hrr Beskow och Bergström, dr ing. Togan S. Önay, Turkiet, föreslagen av hr Gabrielsson.

Herr A. Metzger höll föredrag om: Finlands berggrund, en presentation av och kommentarer till H. Väyrinens bok. En uppsats i ämnet är avsedd att inflyta i ett kommande häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Asklund, N. H. Magnusson, Bergquist, J. Eklund och föredragshållaren.

Vid sammanträdet utdelades N:o 483 av Förhandlingarna.

Mötet den 2 februari 1956

Närvarande 50 personer.

Ordföranden, hr Collini, meddelade att Statens Naturvetenskapliga Forskningsråd tilldelat Föreningen 21 000 kr. såsom bidrag till tryckning av Förhandlingarna under år 1956.

Hr Ödman lämnade en kort redogörelse för Dellenundersökningens tillkomst, varefter teknolog L. Redaelli höll ett av karta, ljusbilder och stuffer belyst föredrag med titeln: Geologien tar grodmannen i sin tjänst. Dykning efter dellenit i Dellensjöarna.

En uppsats i ämnet är avsedd att införas i ett följande häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Looström, Rudberg, Ödman samt föredragshållaren.

Geologiska föreningen sänder sina förhandlingar såsom publikationsbyte till följande sällskap, institutioner etc. i utlandet

* betyder att bytet sker genom Sveriges geologiska undersökning.

*Adelaide	Royal society of South Australia.
Albany	New York state library.
*Ankara	Geological society of Turkey.
Baltimore Md	Department of geology, mines and water resources.
Basel	Universitets-Bibliothek.
Bergen	Universitetsbiblioteket.
Berkeley Cal.	University of California library.
Berlin	Staatl. geologische Kommission Zentralbibliothek.
*Berlin-Nikolassee	Gesellschaft für Erdkunde.
*Bern	Geologisches Institut der Universitet.
Blindern ved Oslo	Norsk geografisk selskab.
*Bonn	Naturhistorischer Verein der Rheinlande und Westfalen.
*Bonn	Geologisches Institut der Universität.
*Bremen	Naturwissenschaftlicher Verein. Staatsbibliothek.
Brisbane	University of Queensland.
Bruxelles	Institut Royale des sciences naturelles.
Budapest	Magyar allami földtani intezet.
Budapest	Library of the Museum of natural history.
*Budapest	Magyar tudományos akademia könyvtára.
*Budapest	Hidrologiai közlöny.
Buenos Aires	Direccion nacional de mineria.
Buenos Aires	Museo argentino de ciencias naturale.
Buffalo	Society of natural sciences. Research library.
Calcutta	Geological survey of India.
Calcutta	Geological, mining and metallurgical society.
Cambridge Engl.	Scott Polar research institut.
Cambridge Engl.	Department of mineralogy and petrology. University.
Cambridge Mass.	Massachusetts institute of technology. Hayden library.
Chapel Hill N. C.	University of North Carolina library.
Charlottenlund	Danmarks geologiske undersögelse.
Chicago	Chicago Natural history museum library.
Chicago	John Crerar library.
Cleveland Ohio	Western Reserve university library.
Columbus Ohio	Chemical abstracts. State university.
Delft	Kon. Nederlandsch Geologisch mijnbouwkundig Genootschap.
Denver Col.	U.S. Geological survey.
Edinburgh	Geological survey.
Edinburgh	Geological society.
Erlangen	Geologisches Institut der Universität.
Frankfurt a.M.	Senckenbergische naturforschende Gesellschaft.
Freiburg i Br.	Universitäts-Bibliothek.

*Fukuoka Japan	Department of geology. Faculty of science.
*Genève	Société de physique et d'histoire naturelle.
*Glasgow	Geological society.
*Graz	Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark.
Greifswald	Geologisch-paläontologisches Institut der Universität.
*Greifswald	Universitäts-Bibliothek.
*Göttingen	Akademie der Wissenschaften.
Halifax	Nova scotian institute of science.
Halle	Deutsche Akademie der Naturforscher.
Hamburg	Geologisches Staatsinstitut.
Hamburg	Staats- und Universitäts-Bibliothek.
Hannover	Deutsche geologische Gesellschaft.
Hannover	Amt für Bodenforschung.
*Hannover	Deutsche Quartärvereignigung.
*Le Havre	Société géologique de Normandie.
*Heidelberg	Geologisch-paläontologisches Institut der Universität.
Helsingfors	Geologiska forskningsanstalten.
Helsingfors	Societas geographica fenniæ.
Helsingfors	Universitetets geologiska institut.
Helsingfors	Geografiska institutionen vid universitetet.
Helsingfors	Hydrografiska byrån.
Helsingfors	Finska forstsamfundet.
*Helsingfors	Finska fornminnesföreningen.
Helsingfors	Suomalainen tiedeakatemia.
Jena	Mineralogisches Institut der Universität.
*Johannesburg	Geological society of South Africa.
Kawasaki Japan	Geological survey of Japan.
Kiel	Naturwissenschaftlicher Verein für Schlesvig-Holstein.
*Krakow	Akademia umiejetnosci.
Krakow	Geological society of Poland.
Köpenhamn	Dansk geologisk forening.
Köpenhamn	Mineralogisk museum.
Köpenhamn	K. Danske geografiske selskab.
Köpenhamn	Universitetets geografiske laboratorium.
*Lausanne	Société vaudoise des sciences naturelles.
*Leeds	Yorkshire Geological society.
*Leiden	Geologisch-mineralogisch institut.
*Leipzig	Sächsische Akademie der Wissenschaften.
Leningrad	Bibliotèque de l'Academie des sciences.
*Liège	Société géologique de Belgique.
*Lille	Société géologique du Nord.
*Lima	Sociedad geologica del Peru.
Lissabon	Servicos geologicos de Portugal.
*Lissabon	Sociedad geológica de Portugal.
*Liverpool	Geological society. University library.
Ljubljana	Geoloski zavod LRS.
London	Geological survey and museum.
London	Geological society.
*London	Geologist's association.
London	The Science library.

London	The Iron and steel institute.
Madison Wisc.	Wisconsin academy of sciences, arts and letters.
Madrid	Instituto geologico y minero de Espana.
*Mendoza Arg.	Instituto de geografia.
Menlo Park Cal.	U.S. Geological survey.
Mexico	Instituto de geologia de la universidad.
Minneapolis	University of Minnesota library.
Montreal	Mc Gill university library.
München	Bayerische Akademie der Wissenschaften.
*Nagoya Japan	Institute of earth sciences. Faculty of sciences.
*Nanking	Geological society of China.
*Nancy	École national supérieur de géologie appliquée.
*New Haven	American journal of science. Yale university library.
New York	Academy of sciences library.
New York	American museum of natural history library.
Oslo	Norges geologiske undersökelse.
Oslo	Geologisk museums bibliotek.
*Oslo	Universitetets oldsakssamling.
Ottawa	Geological survey of Canada.
Paris	Société géologique de France.
*Paris	Société francaise de minéralogie.
Paris	Bibliotéque de l'école des mines.
Peking	Academia sinica library.
Penzance	R. Geological society of Cornwall.
Perth	Geological survey of Western Australia.
Philadelphia	Academy of natural sciences library.
Praha	Usredni ustav geologický.
Pretoria	Geological survey.
Rennes	Société géologique et minéralogique de Bretagne.
Quebec	Le Naturalist Canadien.
Rochester	Rochester Academy of sciences.
Rock Island	Augustana College.
Roma	Servizio geologico d'Italia.
Roma	Società geologica Italiana.
Roma	Accademia nazionale dei Lincei.
Rostock	Archiv der Freunde der Naturgeschichte.
San Diego	Society of natural history.
San Francisco	California Academy of sciences.
Sao Paulo	Instituto geografico e geologico.
Sapporo Japan	Department of geology and mineralogy.
Socorro	New Mexico Bureau of mines and mineral resources.
Sofia	Bulgarische geologische Gesellschaft.
Stanford Cal.	Stanford university libraries.
Strasbourg	Service de la carte géologique.
Sydney	Fisher library. University. (For Geological survey.)
Szeged Ung.	Mineralogical petrographical institute. University.
Tokyo	Geological society of Japan.
Tokyo	Geological institute. Faculty of science.
Toronto	Canadian institute.
Tromsö	Tromsö museums bibliotek.

Trondheim	K. Norske videnskabers selskabs bibliotek.
Trondheim	Tekniske höjskoles geologiske institut.
Tübingen	Oberrheinischer geologischer Verein.
Urbana	University of Illinois library.
*Vancouver	Department of geology and geography. University of Br. Col.
Warszawa	Institut geologiczny. Sekeja wydawnictw.
Warszawa	Red. Acta geologica polonica.
Washington	U. S. Geological survey library.
Washington	Library of congress.
Washington	Smithsonian institution library.
*Washington	Geophysical laboratory. Carnegie institution.
Wellington	New Zealand Geological survey.
Wellington	Royal society of New Zealand.
Wellington	Dominion museum.
*Viborg Danm.	Det danske hedeselskab.
Wiesbaden	Hessisches Landesamt für Bodenforschung.
Wien	Geologische Bundesanstalt.
*Wien	Geologische Gesellschaft.
Wien	Naturhistorisches Museum.
Vollebekk	Norges landbrukshöjskoles bibliotek.
*Zaragoza	Instituto de estudios Pirenaicos.
Åbo	Geologisk-mineralogiska institutet.
*Åbo	Universitetsbiblioteket.

Geolognytt

Det tredje nordiska geologiska vintermötet kommer att hållas i Helsingfors efter nyår 1958. Som mötets ordförande kommer professor K. Rankama att fungera. Sekretariatets adress är: fil. dr. J. Donner, Geol. inst. Universitetet, Snellmansgatan 5, Helsingfors.

Statens naturvetenskapliga forskningsråd har utdelat bl. a. följande anslag: prof. G. Erdtman, Bromma, 1 500 kr. för slutredigering av arbetet »A General Index of Literature on Palynology»; prof. R. Florin, Stockholm, 1 800 kr. för undersökning av taxaceernas representation i juraformationen i Yorkshire, England; prof. N. Odhner, E. Stensiö och K. Lang, Stockholm, 2 00 kr. för fotografering och ev. retuschering av utpreparerade och för beskrivning avsedda exemplar av en samling fossilt molluskmaterial från Kina; fil. lic. O. Olausson, Lund, 2 000 kr. för publicering av arbetet »Roshultsmyren, en växtbiologisk, hydrografisk och geologisk studie i en sydvästsvensk myr med excentriskt välvda mosselement».

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

er. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

Pris för karta med beskrivning 10: — kr, för enbart karta 8: — kr.

N:o 192 Onsala av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh. 1952
» 193 Gränna av P. Geijer, B. Collini, H. Munthe och R. Sandegren 1951
» 194 Säter av S. Hjelmqvist och G. Lundqvist 1953.
» 195 Särö av P. H. Lundegårdh och R. Sandegren 1953.
» 196 Västerås av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist 1954.
» 197 Laholm av W. Larsson och C. Caldenius. T. v. utan beskrivning.
» 198 Halmstad av W. Larsson och C. Caldenius. » » » .

er. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1 : 20 000 med beskrivningar

Pris för karta med beskrivning 8: — kr, för enbart karta 6: — kr.

N:o 2 Lund av G. Ekström 1953
» 3 Revinge T. v. endast karta
» 4 Löberöd » » »
» 5 Örtofta » » »
» 6 Kävlinge » » »
» 7 Teckomatorp » » »
» 8 Trollenäs » » »

Årsbok 48 (1954)

r. C.

N:o 536 Gavelin, S., A telluride assemblage in the Rudtjebäcken pyrite ore, Västerbotten, N. Sweden. 1954 1,00
» 537 Jerlov, N. och Kullenberg, B., Undersökning rörande spridning och avsättning av i vattnet suspenderat slam vid utstjälpning av mudder i Byfjorden våren 1953. Engl. summary. 1954 2,00
» 538 Tullström, H., Hydrogeologiska förhållanden inom Slite köping på Gotland. Engl. summary. 1955 1,50
» 539 Järnefors, B., Skredet vid Intagan år 1648. Under utgivning . . .
» 540 Byström, A. M., Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. 1955 4,50

Årsbok 49 (1955)

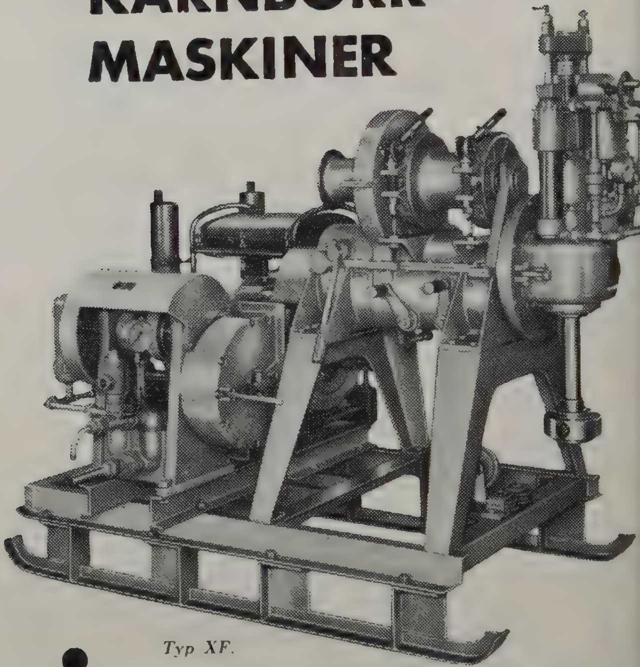
541 Pilava-Podgurski, N., Nya geologiska undersökningar vid Utö järnmalmsfält, Engl. abstract. Under utgivning . . . .

r. Ca.

:o 27. Caldenius, C. and Lundström, R., The landslide at Surte on the river Göta älv. — Special chapters by B. Fellenius and E. Mohrén. With 5 plates. Under utgivning . . . .
» 31. Borell, R. och Offerberg, J., Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda. Med 6 planscher. Engl. summary 1955 3,50
» 37. Gavelin, S. och Kulling, O., Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. Karta i skala 1:400 000, With english summaries. Under utgivning . . . .

istribueras genom Generalstabens Litografiska Anstalt Förlagsexp.
ttninggatan 20, Stockholm 16.

Craelius
KÄRNBORR-
MASKINER



Typ XF.

Craelius X-2 luftdriven, för 100 meters djup.
Craelius X-4 luftdriven, för spränghålsborrning.
Craelius XC-33.5 och XC-42 el.-luft- eller kilrepsdriven, för djup till 125 meter.
Craelius XB och XB-2, för djup till 200 meter.
Craelius XF, för djup till 300 meter.
Craelius XFH, för djup till 300 meter.
Craelius AB-2 och AB-50, för djup till 350 meter.
Craelius XH och XH-50, för djup till 600 meter.
Craelius XL och B-3, för djup till 1 200 meter.
Craelius XO-2, för djup till 2 000 meter.

Vi utföra även undersökningsborrningar och brunnsborrningar på kontrakt med egna maskiner och erfaren personal.

SVENSKA
DIAMANTBERGBORRNINGS AB
Kungsgatan 44 | Stockholm C
Telegram: Adamante | Telefon: 23 33 80

Uppsökning och undersökning av

MALM
FYNDIGHETER

SAMT FYNDIGHETER AV ANDRA SLAG

Vi utföra
geologisk, magnetisk, elektrisk, gravimetrisk
och seismisk prospektering

AKTIEBOLAGET
ELEKTRISK MALMLETNING
STOCKHOLM
KUNGSGATAN 44 • TELEFON: 23 33 80

VATTENBYGGNADSBYRÅN
KONSULTERANDE INGENJÖRER OCH ARKITEKTER
Ledamöter av Svenska Konsulterande Ingenjörers Förening

Kraftverk — Sjöregleringar
Samhällsplanering
Vattenförsörjning — Avlopp

HUMLEGÅRDSGATAN 29 — STOCKHOLM
Telefon: lokal 22 85 80, riks 22 89 30 — Telegram: VATTEN

Härmed riktas en allvarlig uppmaning till författarna i Geol. Föreningens Förhandlingar att avlämna tydliga, slutgiltiga och väl genomsedda samt helst maskinskrivn manuskript.

Särskilt bör uppmärksamheten ägnas åt strängt genomförd konsekvens beträffand skrivningen av namn, latiniserade ordformer och tekniska uttryck, samt å stilformernas riktiga betecknande (*kursiv*, spärrad, KAPITÄLER). Kursivstil användes blott för latinska namn (ej för att understryka vikten av visst textinnehåll). Spärrad stil användes för att framhäva vissa ord eller meningar i texten. Kapitäler användas för alla personnamn. I manuskriptet utmärkes:

spärrning med - - - - - - - - -
KAPITÄLER » ═══════
kursiv » ───────

Konsekvens i förkortningar är i hög grad önskvärd. Följande detaljer kunna uppmärksammas:

km dm m (antikva utan punkt).
dr (doktor), prof. (professor), hr (herr).

Titel angives blott första gången författare citeras, men upprepas ej onödigtvis.

Citerade arbeten anföras i texten med angivande av författarens namn och arbetet tryckår inom parentes (SAHAMA 1954), och sammanställas i alfabetisk ordning vid uppsatsens slut (observera skiljetecknen och förkortningar):

SAHAMA, TH. G., 1954: Mineralogy of mafurite. Bull. Comm. géol. Finl., N:o 166.

Korrekturläsning åligger förf.

Red.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR
BAND 78 HÄFTE 2 N:o 485

Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon

II

Sista avsmältningstidens ackumulationsformer

With an English summary

Av

GUNNAR GILLBERG

Inledning

I en föregående uppsats (Gillberg 1955) har den glaciala initialut-
ecklingen inom undersökningsområdet behandlats. Denna redogörelse
r i huvudsak helt fristående från den som här följer. Det inledande
apitlet om terrängen har dock viss betydelse för förståelsen av acku-
ulationen under isavsmältningen. De under denna tid uppkomna mor-
logiska ytformerna kunna diskuteras från mycket olika utgångspunk-
er (jfr t. ex. Halden 1923, Lundqvist 1940, 1943). I stort synes mig dock
ppkomstsättet, d. v. s. i verkligheten isens reaktioner under ackumu-
tionen, vara lämpligast för en typologisk gruppindelning (jfr Flint
930 a).

Recessionsbildningar

Denna grupp omfattar sådana ytformer, som uppkommit under
lativt kontinuerlig recession.[1] Blott kortare vinteruppehåll ha av-
utit denna.

De typiska årsmoränerna torde få räknas hit, trots att de till upp-
mstsättet äro stagnationsbildningar eller t. o. m. oscillatoriska.
m ytform betraktade, ange de dock en recession. Då emellertid inga

---

[1] Den mest typiska recessionsbildningen är utan tvekan ytmoränen. Förekomma icke
dliga ytformer, är det dock ofta svårt att avgöra detta. Ytmorän kan nämligen också
avsatts vid stagnationer eller dödisavsmältning (jfr Björsjö 1949, s. 264).

årsmoräner förekomma inom området, finns ingen anledning att närmare diskutera deras betydelse som avsmältningsbildning.

I övrigt kunna recessionselement endast sökas bland åsformerna. Blott en enda typ synes emellertid kunna karaktäriseras som recessionsås (Shaler 1884, De Geer 1897, 1940, s. 54, Hershey 1897). Förutom att en successiv recession måste ha ägt rum, ha även terrängens utseende och djupförhållandena vid ackumulationen spelat stor roll för uppkomsten av dylika åsar med »årliga» gruscentra. Bergsten (1943, s. 173) har kraftigt understrukit dessa betingelser och framhållit, att denna åsform sannolikt endast torde förekomma inom »områden, som legat djupt under högsta stranden och på arealer, där isrecessionen gått jämnt och utan störningar» (jfr även Ahlmann 1935 b, s. 666). Inom starkt bruten terräng torde sålunda recessionsåsar knappast ha bildats. Detta framgår tydligt inom undersökningsområdet, ty icke någon av de få förekommande åsarna kan rubriceras som recessionselement. Det glacifluviala materialet är av helt annan typ och har uppstått under helt andra betingelser.

Det är givetvis icke möjligt, att dra för långtgående slutsatser av det förhållandet, att inga recessionsbildningar finnas. Frånvaron av sådana frontala former synes emellertid antyda en mer passiv än aktiv is (Flint 1942).

Oscillations- och stagnationsbildningar

Dessa typer kunna med fördel behandlas gemensamt, då de ofta ha uppkommit samtidigt eller åtminstone under samma avsmältningsintervall, ibland tillsammans bilda markerade randstråk och i många fall tyvärr icke kunna klart åtskiljas.

Oscillationer påvisas säkrast genom morän överlagrande annat material (Lundqvist 1943, s. 111, Björsjö 1949, s. 262, Wennberg 1949).[1] Då kraftiga störningar av underlaget ofta ha ägt rum i samband med sådana nybildningar, äro ibland tryckpåverkningar, överskjutningar o. d. märkbara (Fuller 1914, Todtmann 1932, s. 2, Schott 1933, s. 57, 66, K. Milthers 1935, s. 13, Gripp 1938, Woldstedt 1938, 1950, Lundqvist 1943, s. 111). När det gäller verkligt formutbildade randmoräner, är frågan mer komplicerad. I de flesta fall synas de hänföras till avlastningstypen (Woldstedt 1929, s. 71, 1938, K. Milthers 1935, s. 13, Flint 1947, s. 129), och finnas inga direkta bevis på oscillationer, kan detta givetvis vara befogat. Det torde dock kunna ifrågasättas, om verkligen stora och väl utbildade randmoräner kunna ha uppkommit d stagnationer genom enbart en avlastning från isbrämet. Särskilt ır de ha tillskärpt form, bottenmorän dominerar över ytmorän, och yckpåverkningar framträda, torde säkerligen israndsförskjutningar a ägt rum, och verkliga hopskjutningsmoräner förekomma[1] (Chamber- n 1894, s. 528, Blomberg 1905, s. 27, Munthe 1910, s. 1214, 1928, s. 81, odtmann 1932, s. 2, Schott 1933, s. 57, 66, K. Milthers 1935, s. 13, ripp 1938, Woldstedt 1938).

---

[1] En sådan lagring behöver icke alltid förutsätta isframstötar. Material i sekundärt läge kan även förekomma, t. ex. tillfört genom isberg (von Engeln 1918, De Geer 1919, s. 29) eller nedrasat genom skred.

Många större frontalvallar uppbyggas av både morän och glacifluvialt aterial (Munthe 1906 a, s. 61, 1906 b, s. 68, 1924, s. 94, 1928, s. 81, arder 1908, Nelson 1910, s. 196, Ahlmann 1916, Brenner-Tanner 1930, ıuramo 1931, Todtmann 1932, s. 1, Schott 1933, s. 66, Tanner 1933, . Milthers 1935, Flint 1941, Caldenius 1942, Björsjö 1949, Wennberg 949, Wenner 1951). I regel uppfattas de som oscillationselement, och ı skiktstörningar, tryckpåverkningar och inveckningar förekomma, rde detta vara befogat.

Även moränryggar i direkt proximal anslutning till randdeltan kunna lhöra denna grupp. Men blott om moränen är tydligt överskjuten er det skiktade materialet är tryckpåverkat, kunna säkra oscillationer åras. Många gånger torde sådana former vara rent fristående från randra, ehuru de ha uppkommit under samma stagnationsperiod, entuellt under olika faser av denna.

Om sålunda bland frontalelementen åtminstone de stora randmorä- rna samt de sammansatta ryggarna synas vara oscillatoriska, äro de lda typerna av hithörande glacifluviala komplex (randdeltan, rand- ır, sandur) alltid klara stagnationsbildningar.

Både oscillations- och stagnationselementen betraktas i regel som matiskt betingade, d. v. s. uppkomna då isranden framträngt eller vit stationär på grund av klimatfluktuationer. För att kunna dis- tera dessa förhållanden måste dock isens (och isbrämets) avsmält- gsmekanik vara känd. Undersökningar av recenta glaciationsområden nna delvis ge klarhet däri (Tarr 1908, 1909, Ahlmann 1935 a, b, 38, 1939, 1940, 1942, 1944, 1948, Demorest 1937, 1942, 1943, Thora- sson 1937, 1939 a, b, 1943). Men också ett studium av de glacigena melementen kan bidraga därtill och främst modifiera de föregående ultaten (Penck-Brückner 1909, Woldstedt 1923, 1938, 1950, Flint 8 a, b, 1929, 1930 a, b, c, 1942, K. Milthers 1935, Lundqvist 1940, 3, Mannerfelt 1945, Björsjö 1949, Wennberg 1949). Dessa äro nligen icke i allt överförbara på förhållandena under landisens mältning, då inga av de nuvarande isområdena äro direkt jämför- a med dem under nedisningarna (Ahlmann 1944, s. 635).

---

[1] Hopskjutningsmoräner torde med fördel också kunna kallas för oscillationsmoräner, stningsmoräner för stagnationsmoräner.

Isen synes främst avsmälta genom uttunning (jfr ovan cit. litt.). Så länge som den icke är helt dynamiskt död, sker en transport fram till randen, delvis på grund av nytillförsel från närområdet, delvis på grund av underlagets lutning. När uttunningen är så stor, att mer än den av de framåtpressande isrörelserna tillförda mängden kan bortgå, äger en successiv recession rum. Försämras klimatet, så att uttunningen avtar, kan den nytillförda isen endast i mindre grad bortföras, och randens reträtt går långsammare. Stegras denna utveckling, uppnås till slut ett stadium, då uttunningen icke längre kan motverka istillförseln mot randen. Denna blir då mer eller mindre stationär. Minskar uttunningen ytterligare, så att de framåtpressande rörelserna än mer kunna göra sig gällande, kunna isframstötar komma till stånd. Detta senare förlopp accentueras i ännu högre grad, om på grund av tillskärpt klimat en ökning av ismassan äger rum.

Även isens mäktighet är sålunda avgörande för denna utveckling. Ökad uttunning medför minskad sådan, vilket har till följd, att isrörelserna avta i storlek och hastighet. Endast mindre mängd is kan framföras till randen, och denna kan därigenom först bli stationär sedan övergå i dödis. Uttunningen som sådan eller t. o. m. en ökad dylik, kan alltså medföra stagnationer (Holtedahl 1924, s. 44). Endast under avsmältningens slutfaser torde emellertid dessa betingelser vara uppfyllda. Men under lämpliga lokala förhållanden kan detta givetvis när som helst vara möjligt, särskilt långt från närområdet eller om förbindelserna med detta avbrutits.

Om isranden upphörde i vatten eller på land, har även varit av betydelse. I det senare fallet var recessionen enbart beroende av uttunningen, i det förra påverkades den även utav kalvning (Tarr 1909, s. 37, Engell 1910, Sauramo 1923, s. 145). På grund därav kom rande att dra sig tillbaka snabbare än vad uttunningen egentligen föranledde. Om vattnet utanför brämet var salt eller sött, har också spela stor roll, likaså vattendjupet (Tarr 1912, s. 2, Sauramo 1923, s. 155) Kalvningens omfattning synes även påverkats av terrängens beskaffenhet. En markant skillnad har säkerligen förelegat mellan öppna slättområden och mer brutna trakter med smala, djupa dalstråk. Inom d senare har kalvningen troligen starkt minskat, dels på grund av nedsatt vågpåverkan, dels på grund av förekomsten av relativt större mäng glaciärvatten med mindre smältverkan (Hörner 1927, s. 94).

Även andra förhållanden än rent klimatiska kunna emellertid fö orsakat avbrott i recessionen. Oscillationer kunna ha uppstått geno tryckförändringar i isen på grund av nytillförsel bakifrån som utlösnin på grund av lutningen (Tanner 1915, s. 212, Ahlmann 1942, s. 9 Demorest 1942, Gillberg 1948, s. 479). Framför allt på sluttningar sam

eller vid mynningar av branta dalstråk har detta varit möjligt. Även
ent lokala klimatförhållanden, vilka icke ha berott på regionala fluk-
ationer, kunna tillfälligt framtvingat kortvariga framstötar (Thora-
nsson 1938, s. 503). Frontalelement uppbyggda vid dessa typer av
scillationer förekomma emellertid troligen endast lokalt. Regionalt
ppträdande oscillationsbildningar äro däremot säkerligen klimatiskt
etingade. Randstråk, som övervägande bestå av sådana former, torde
ärför ha uppbyggts under perioder av tillskärpt klimat.

Topografiska stagnationsbildningar, uppkomna under fortskridande
tunning och recession, tyckas däremot vara mycket vanliga. Deras
ge ha bestämts av mycket skilda orsaker. De helt terrängbetingade
ementen ha avsatts vid trösklar och uppstickande bergspartier eller
ir en dal trängs samman (Nelson 1910, Sundius 1922, s. 130, Holtedahl
924, s. 52, Hörner 1927, s. 91, Björsjö 1949). Allra vanligast uppträda
, där en smal dal öppnar sig mot en bredare sådan eller mot ett slätt-
mråde (De Geer 1909, Nelson 1910, Sandler 1917, Sundius 1922, Hör-
er 1927, Lundqvist 1940, 1943, 1951, Björnsson 1942, Bergsten 1943,
llberg 1948). Särskilt om dalen med den ackumulerande isloben var
djupbassäng, har isen ofta kommit att kvarligga ända till sin upp-
sning (De Geer 1909, Sauramo 1923, s. 152, Gillberg 1948, s. 446).

Dessa terrängförändringar torde dock endast indirekt varit orsak
l stagnationer därigenom att dels vattendjupet, dels ytan för is-
amträngandet minskat. Kalvningen var mindre på grunt vatten, och
rskilt vid övergången från större till mindre djup avtog den markant
er upphörde nästan fullständigt. På grund härav avtog recessionens
stighet och storlek, då den nu enbart var beroende av den egentliga
smältningen. I många fall blev därför isranden stationär tills ut-
nningen åter kunde göra sig gällande på isbrämet, och en ny recession
nde börja. Detta förlopp har emellertid även varit beroende av isens
iktighet i förhållande till vattendjupet (Sauramo 1923, s. 151, Hörner
27, s. 93). Ju tunnare isen var, desto större betydelse ha nämligen
pvariationerna haft, d. v. s. desto oftare kunde stagnationer komma
stånd.

Allra mest utpräglade synas dessa förhållanden ha varit vid övergån-
n mellan sub- och supraakvatiskt område (Tarr 1909, s. 37, Sauramo
23, s. 144, Hörner 1927, s. 93, Cooper 1937, s. 48). All kalvning har
phört, så att randens recession enbart berott på uttunningen. Stag-
ioner torde därför i sådant läge dels inträffat oftare, dels blivit mer
gvariga.

Förekommande trösklar, bergöar eller dalförträngningar torde dock
kunnat förorsaka en delvis annan utveckling, särskilt där isens
ktighet var relativt ringa. De ha sannolikt ofta varit initialpunkter

för sprickbildning, varigenom större eller mindre dödispartier kommit att avsnöras (jfr Björsjö 1949, s. 264). Särskilt i supraakvatisk terräng har troligen detta förlopp varit det vanliga, vilket dominansen av in situ-avlagringar bär vittnesbörd om (Tarr 1908, von Klebelsberg 1928, Ahlmann 1938, Woldstedt 1938, Mannerfelt 1945).

Till de topografiska stagnationsbildningarna kunna även hänföras de deltan, vilka uppbyggts vid mynningarna av issjöavlopp. För deras tillkomst torde dock materialtillförseln varit den avgörande faktorn, och sannolikt har den varit mycket större och snabbare än genom vanliga isälvar. Sådana deltan ha därför troligen uppbyggts på mycket kortare tid än övriga typer.

Förutom i sistnämnda fall har icke direkt diskuterats, huruvida morän eller glacifluvialt material är dominerande inom klimatiskt resp. topografiskt betingade randelement. Av betydelse för denna fråga är särskilt lagen om proportionen mellan dessa avlagringar — »slowly flowing but rapidly melting ice produces much stratified drift, whereas rapidly flowing but slowly melting ice produces much till» (Flint 1947, s. 129). Tydliga moränvallar kunna sålunda knappast ha bildats utom då uttunningen var ringa och en konstant rörelse mot randen ägde rum[1], d. v. s. under perioder med tillskärpt klimat. När uttunningen förhärskade, bildades i regel så mycket smältvatten, att det mesta av materialet i isen kunde omhändertagas av detta. Glacifluvialt material är emellertid ingalunda sällsynt i klimatiskt betingade randstråk. Även då isranden var stationär under längre tid, och uttunningen relativt obetydlig, måste åtminstone under somrarna smältvatten uppträtt i större mängd. Vid de topografiskt betingade uppehållen synes däremot isälvsmaterial fullständigt dominera. Enligt ovanstående regel är detta fullt naturligt, då dessa stagnationer icke betytt en minskad uttunning.

Utmärkande för de klimatiskt betingade randformerna synes dessutom vara deras flerfasiga utbildning, vilket bl. a. innebär att ett sammanhängande stråk består av flera successiva komponenter eller att en ytligt sett enhetlig bildning består av olika, efter varandra avsatta delar. En sådan utformning kan svårligen ha uppkommit under en topografisk stagnation men är förklarlig som uttryck för mindre svängningar i en större klimatfluktuation (Caldenius 1942, s. 170).

En utredning av randbildningarnas natur är sålunda ofta svår. Att på ibland enbart mycket svaga grunder sammanbinda skilda element till israndslinjer eller t. o. m. parallellisera de senare, är därför mycket vanskligt (jfr Holtedahl 1924, s. 53). Detta gäller framför allt, då uppträdande randformer icke ligga i direkt kontakt med varandra eller då relativt typiska bildningar saknas eller blott förekomma sporadiskt. Om möjligt böra därför även andra faktorer ge utslag i samma riktning. Eftersom ett tydligt samband synes råda mellan klimat och landhöjning (von Post 1938, 1947, 1948, Florin 1944, s. 612, Gillberg 1948, s. 484, 1952, s. 100), kan den senares förlopp, som det nu framträder i olika strandytors lutning, indirekt indicera israndslägen (Gillberg 1952). Och kan issjöutvecklingen i detalj följas inom ett område, kan åtminstone vid vissa tidpunkter israndens läge approximativt fixeras genom bestämning av isytans lutning (Gillberg 1948, 1956). Även konnektioner med vegetationsutvecklingen eller noggranna varvmätningar kunna äkrare fastlåsa skilda stråk till tid och typ.

---

[1] Johnson (1941) har dock ansett, att ändmoräner kunna ha bildats även utanför en stagnerad dödis.

Efter denna diskussion av olika problem kan jag så övergå till en edogörelse för områdets oscillations- och stagnationsbildningar (pl. 1). På helt skilda grunder synas tre markerade, klimatiskt betingade randtråk kunna urskiljas. Det första tillhör helt kustslätten (De Geer 1893, . 8, 1910, Svedmark 1893, s. 30, Nelson 1910, s. 195, Caldenius 1942, 950). Till övervägande del består det av randmoräner, som ligga ute på jälva slätten eller inom utskjutande smärre dalpartier. De förra äro ntingen nästan rätlinjiga (t. ex. vid Grimeton, 88)[1] eller svagt skänkelöjda (t. ex. vid Värö, 76), de senare ha ofta formen av hästskoformiga ågvallar (t. ex. vid Torpa, 85, Valinge, 86, Dagsås, 90). Vanligen ligga oränerna samlade i grupper, och hela stråket kan t. o. m. uppdelas i kilda dellinjer. Rena deltaavlagringar äro sällsynta (synbarligen endast id Dagsås, 90), och även av sammansatta vallar är blott en förekomst bserverad (vid Hunnestad, 89).

Då moräner fullständigt dominera samt stråket[2] tydligt är flerfasigt, orde dessa frontalformer övervägande vara oscillatoriska. Vid denna d var isen sålunda fortfarande så mäktig och avsmältningen så ringa, tt ett omslag i klimatet betydde verkliga isframstötar. Ismassan måste minstone vid randen varit aktiv, och endast allra ytterst hade där och ar en lobering inträtt. Terrängen har endast delvis bestämt bildningar- as form och läge. Att stråket uppbyggts under ett tidsavsnitt med llskärpt klimat, fastslås även indirekt genom issjöutvecklingen och randytornas lutning inom området N härom. Vid denna tid inträffade landhöjningen ett sådant omslag, som också senare är klart samtidigt ed liknande frontala uppehåll i recessionen (Gillberg 1956, jfr ne- an).

---

[1] Siffra efter i texten omnämnd bildning hänvisar till motsvarande nummer på kartan . 1).

[2] I analogi med övriga randstråk inom området skulle detta kunna kallas »Hallands- oränen».

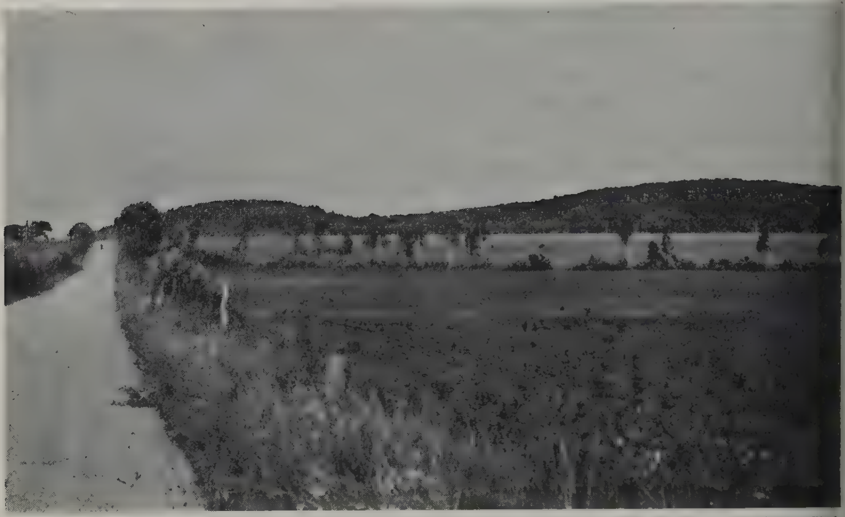


Foto förf.

Fig. 1. Planet och distalbranten på randdeltat vid Rolfstorp (87).
The plain and distal slope of the terminal outwash-delta at Rolfstorp (87).

Vid övergången mellan kustslätten och det brutna inlandet uppträder nästa enhetliga randstråk. Av De Geer (1913, s. 405) har det benämnts »Göteborgsmoränen»,[1] och i stort sett är dess utsträckning fastställd från Göteborg i N till ungefär undersökningsområdets sydgräns (De Geer 1910, Caldenius 1942).

Av både morän och glacifluvialt material sammansatta ryggar finnas bl. a. vid Göteborg (Munthe 1924, s. 82), Lindome (58) (Nelson 1910, s. 200, Caldenius 1942) och Fjärås (61) (Nelson 1910, s. 201, Wenner 1951). I samtliga fall uppträda överskjutningar, inveckningar och på finmaterial överlagrad morän eller proximalgrus. Dessa element äro sålunda oscillatoriska. Vid Hjälmared (59), Gällinge-Idala (62), Veddige (77) och Grimmared (78) förekomma stora komplex av enhetliga randmoräner och randdeltan i heterogent men fritt förband (Caldenius 1942). Inom Gällingeområdet äro de distala moränvallarna dominerande, i övriga fall isälvsmaterialet. Vid Veddige uppträda flera mindre, delvis sedimenttäckta moränryggar både före och efter de centrala deltaplatåerna (Caldenius 1942, s. 166). Förutom vid Stensjön (60), där endast stora randmoräner finnas, utgöras Göteborgsmoränens övriga delar av randdeltan (75, 84, 87, 91). De sydligaste komplexen äro be-

---

[1] Björsjö (1949, s. 303) har föreslagit benämningen »det stora gotiglaciala västkuststråket». Detta begrepp är dock väl komplicerat, och dessutom förekommer ytterligare ett gotiglacialt västsvenskt randstråk (Gillberg 1952, s. 99, jfr nedan).

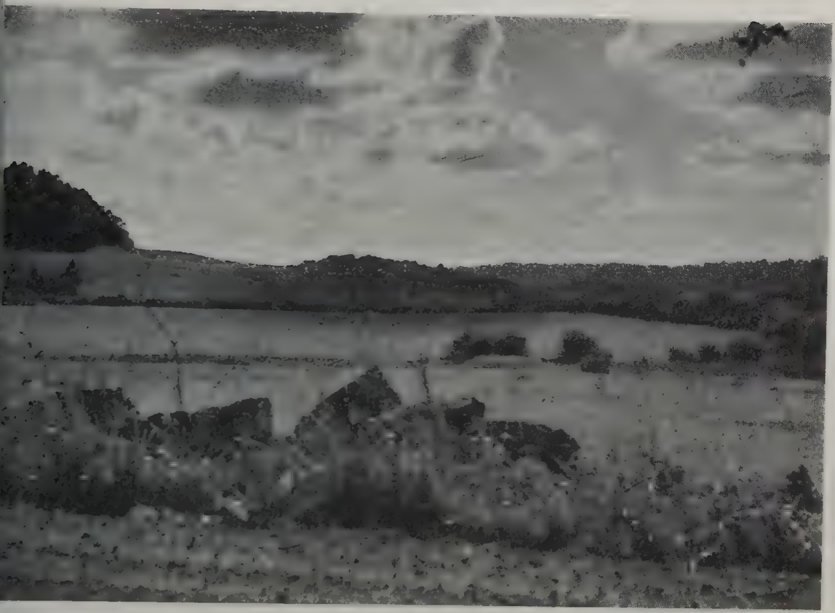


Foto J. Martna.

Fig. 2. Randmoränen vid Stackenäs (79), från proximalsidan.
The terminal moraine at Stackenäs (79), seen from the proximal side.

gna betydligt längre in i dalstråken. Blott Rolfstorps- (87) (fig. 1).
h Ullaredsdeltana (91) ligga dock vid övergången till supraakvatisk
räng och efterföljas mot N av supramarina isälvsavlagringar. Till
ndstråkets avslutande fas höra sannolikt även den mäktiga moränval-
vid Stackenäs (79) (fig. 2) och randdeltat vid Karl-Gustaf (83).
Vad som kanske mest frapperar ifråga om Göteborgsmoränen är dess
ge i dalmynningar. Detta tyder starkt på att det skulle vara topo-
afiskt betingat. Vid denna tidpunkt hade dessutom de flesta större
jdområden N härom dykt upp ur isen (Gillberg 1956). Denna hade
tså även inom de mer proximalt belägna trakterna börjat ta intryck
reliefen. Den naturliga utvecklingen borde därigenom blivit, att is-
den vid de trånga dalmynningarna kom att sönderfalla i skilda lo-
och en tid bli stationär. Randbildningarnas egen morfologi och
fasighet talar emellertid lika mycket för klimatiskt betingade uppe-
l i recessionen (Caldenius 1942, s. 170), och även issjöutvecklingen
härom och landhöjningens förlopp indicerar detta (Gillberg 1952, s.
, 1956). Göteborgsmoränen torde därför ha utbildats under ett kli-
tiskt betingat men av terrängen starkt accentuerat randläge. Men
s mäktighet hade börjat avta, och uttunningen kunde icke helt

undertryckas under stagnationen. Isfronten var delvis aktiv, delvis passiv samt i sin helhet loberad.

Områdets övriga randformer bestå av dels submarina element inom de sydgående dalstråken, dels supramarina sådana inom nordområdets norra del. Övervägande utgöras de av tydliga stagnationsbildningar i form av randdeltan. På morfologiska grunder kan därför knappast något enhetligt randläge konstrueras, särskilt som de olika formerna merendels ha mycket skiftande läge utan förbindelser med varandra. Landhöjningens förlopp som det nu återspeglas i de marina strandytornas (von Post 1938, 1947), MG:s (Gillberg 1952) och issjönivåernas (Gillberg 1948, 1956) lutning, ger emellertid klara indikationer på att ett yngre, med Hallands- och Göteborgsmoränerna jämförbart randstråk utbildats inom områdets sydvästra dalgångar. Liksom dessa torde det vara klimatiskt betingat men de skilda formerna äro till sitt läge helt bestämda av terrängen. Efter det viktigaste komplexet och i analogi med övriga randstråk kan det benämnas »Berghemsmoränen» (Caldenius 1942, s. 172).

Av hithörande former äro i synnerhet två mer intressanta. Hyltenäsfältet (70) utgöres av en starkt skänkelböjd och av flera mindre tvärryggar sammansatt randbåge. Materialet är övervägande glacifluvialt men sortering och skiktning är dålig, och insprängd eller överlagrande morän förekommer ofta (Gillberg 1948, s. 445). Komplexet är tydligen hopskjutet från N—NO och torde lämpligen rubriceras som kame-morän eller oscillations-kames (jfr Nelson 1910, s. 32, Ahlmann 1912, s. 197, Fairchild 1923, Rich 1935, s. 41). Till stagnationens inledande fas hör Öxnevalladeltat (68) S härom (Gillberg 1948, s. 450, 1952).

Viskadalens motsvarighet är Berghemsfältet (43). Det består av ett på västra dalsidan beläget MG-delta med laterala smältvattensrännor samt tre markerade moränryggar på östra sidan. Som tidigare påvisats, täckes deltat mot NO ensidigt av fem vallartade moränpartier (Caldenius 1942, s. 171). På ett ställe finns även varvig lera inveckad, vars varv äro 5—10 cm mäktiga och sålunda synas vara distala (Caldenius 1942, s. 171). En tydlig oscillation är med andra ord registrerad. Då emellertid isavsmältningens förlopp i övrigt icke påvisar någon sådan torde den varit relativt obetydlig och inskränkts till några km.

Berghemsmoränens övriga bildningar utgöras av ett flertal randdeltan i Lygnern-, Landvetter- och Sävedalarna (19, 92—95). Däremot tillhöra Surtadalens randformer icke denna period utan ha uppkommit senare.[1] Vid denna tid var nämligen denna dal fortfarande fylld med is

---

[1] Hyssnadeltat (37) i skärningen mellan övre Surtadalen och Hålsjödalen påbörjades dock under denna stagnation men dess närmare utformning ägde rum betydligt senare.

(Gillberg 1948, 1956). Randstråkets fortsättning mot V-SV utgöres sannolikt av de bohusländska frontalelementen (Gillberg 1952, s. 91).

Av övriga submarina randdeltan äro de flesta belägna N om Berghemsmoränen, endast ett fåtal förekomma mellan den och Göteborgsmoränen. Alla äro terrängbundna till uppstickande bergspartier och dalförträngningar eller ligga vid de senglaciala fjordarnas innerspetsar. De ingå sålunda icke i något enhetligt randstråk utan ha uppbyggts vid tillfälliga, topografiskt betingade stagnationer.

Som typexempel kan väljas Kungsätersdeltat (81) mellan sjöarna Tolken och Oklången (fig. 3) (Gillberg 1948, s. 451). Det ligger inklämt mellan branta dalsidor men har fria distal- och proximalbranter. Ytan är planabraderad och ligger obetydligt under MG (72 m ö. h.). Embryonal ravinbildning har dock inom de centrala delarna framkallat svag undulation. Genom abrasion har en markerad strandbrink utbildats strax nedanför planets mitt, och det distala partiet motsvarar därför en lägre marin nivå än MG. Nära proximalbranten finns en större isgrav. Även de i Tolken förekommande djuphålorna äro säkerligen likartade bildningar, då partierna däremellan bestå av rullstensmaterial. Den ackumulerande islobens spets har sålunda upplösts i dödis. Detta påvisas även av en längs västra dalsidan, proximalt utbildad lateralterrass (80) med tydligt iskontaktpåverkad utsida. På det distala partiet är en moänflotte synlig. Materialet i deltat är övervägande sand och mo (fig. 4). Grus och rullsten förekommer nästan endast proximalt i lateralterrassen ch på Tolkens botten. Det på dalsidan distalt förekommande grovmateialet tillhör icke själva deltat utan är avsatt subglacialt före detta.

Övriga randdeltan likna i många avseenden Kungsätersdeltat. Det inns därför ingen anledning att beskriva varje enskild form utan i tället diskutera deras förekomst och karaktär samt deras betydelse ör utredandet av ackumulationsförloppet och isavsmältningen.

De flesta kunna karaktäriseras som randdeltan avsatta i öppet vaten utan distala ismassor (jfr Bergsten 1943, s. 181). Ibland har dock en ullständig utbyggnad i sidled förhindrats genom kvarliggande rester v den ackumulerande isloben (t. ex. Öxnevalladeltat, 68) eller av edskjutande istungor från sidodalar (t. ex. Gullbergsdeltat, 45). re deltan (Hjorttorps-, 40, Tostareds-, 64, Kattungadeltat, 67) äro sin sida avsatta från en sidodal och ha därför distalt sett mer långräckt form. Endast i dessa fall är distalbranten iskontaktpåverkad, i vrigt är den fritt bildad (fig. 1). Den ursprungliga avlastningsbranten ibland bevarad men mycket ofta har en sekundär rasbrant utbildats. istalåsar ha ingenstädes påträffats men Hyssnadeltat (37) är distalt nslutet till kames och moränkullar (Gillberg 1948, s. 446). Deltanas äktighet är mycket varierande.

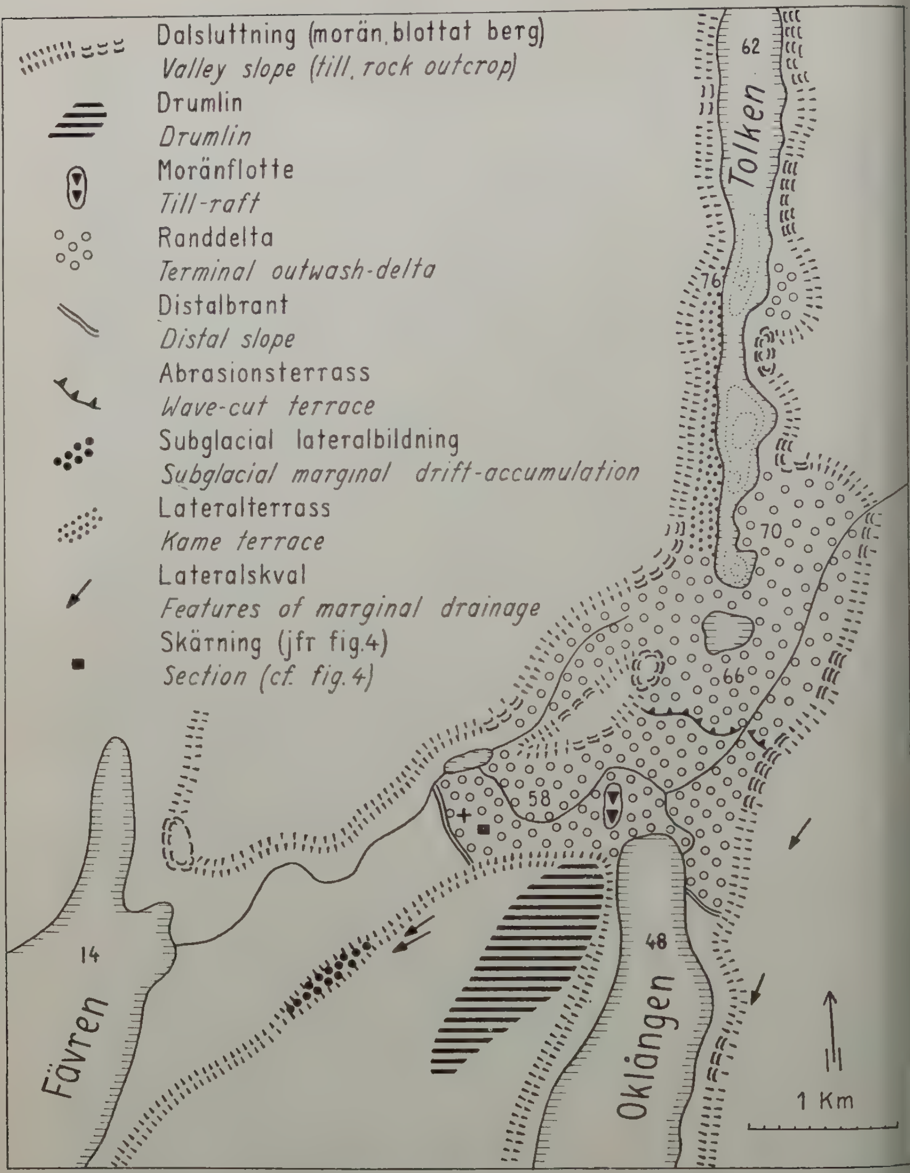


Fig. 3. Karta över Kungsätersdeltat (81) och anslutande glacigena bildningar. Siffrorna ange m ö. h. MG ligger mellan 71—72 m ö. h.

Map of the terminal outwash-delta at Kungsäter (81) and other glaciomorphological forms. The figures indicate the height above sea level. The Marine Limit lies about 71—72 metres above sea level.

För publicering godkänd i rikets allmänna kartverk den 28 februari 1956.

Distalsidorna äro emellertid av mindre intresse i jämförelse med de proximala delarna, vilkas olika utbildning i många fall kan ge upplysning om israndens reaktioner (Nelson 1910, s. 219, Bergsten 1943, s. 172). Proximalsidorna framträda ibland som fria, men ofta sekundärt raserade branter, vilka ännu kunna uppvisa spår av isranden (t. ex. Kärtared-, 1, Moslätts-, 19, Örby-, 44, Fritsla-, 50, Öxnevalladeltat, 68). Sådana deltan kunna kallas fria deltan, även om de ofta ansluta till ena dalsidan eller uppstickande bergspartier. De förekomma i dalstråkens nedre och mellersta delar. Övriga deltan ha en proximal fortsättning i form av åsar, kames, dalfyllnader eller t. o. m. moränkullar t. ex. Bollebygds-, 34, Hyssna-, 37, Kinnarumma-, 48, Tostareds-, 54, Rolfstorpsdeltat, 87). Nästan alltid äro de belägna vid de senglaciala fjordarnas inre vikar, d. v. s. proximalbildningarna äro supramarina jfr Sandler 1917, Sundius 1922, Lundqvist 1940, s. 49, 1943, s. 55, Granlund 1943, s. 75). De kunna därför benämnas innerspetsdeltan.

Planen framträda sällan som fullt bevarade ackumulationsytor (t. ex. östra delen av Hyssnadeltat, 37) utan i de flesta fall äro de utjämnade av abrasion. Svallgrus förekommer därför allmänt till över 1/2 m:s mäktighet (fig. 5). Istrattar och isgravar äro sällsynta, vare sig detta beror på utfyllnad med svallgrus eller är ett primärt drag. Smältvattensrännor ha observerats i några fall (Hyssna-, 37, Segloradeltat, 46), ikaså raviner (Bollebygdsdeltat, 34).

Olika deltans relation till den forna vattenytan kan vara mycket varierande, och särskilt då ackumulationen har skett under skilda regres- ionsfaser, kunna stora höjddifferenser föreligga (Bergsten 1943, s. 168). De bästa värdena på deltanas övre gräns synas genomgående erhållas vid planens proximalparti. Åtminstone inom undersökningsområdet är detta normalt anslutet till MG (von Post 1938, s. 439, Gillberg 1948, . 454, 1952, s. 74). Distalt har däremot abrasionen ofta nederoderat planen till lägre marina nivåer.

Ifråga om materialets fördelning kan knappast någon allsidig belysning erhållas, då alltför få skärningar äro tillgängliga. Av ett deltas lika dellager (Gilbert 1885, s. 104, Davis 1890, s. 197, Nelson 1910, . 50, 58, Hörner 1927, s. 62) är bottenbädden ingenstädes blottad. Mittbädden synes i regel bestå av mer eller mindre brant stupande lager (fig. 5). Strömskiktning förekommer men är relativt sällsynt. Ytbädden är vanligen tunn (1/2—1 m) och är dessutom oftast icke rimär utan omlagrad till diskordant avskärande svallgrus (fig. 5). Det mest anmärkningsvärda är emellertid den allmänna fraktionsför- elningen. Visserligen är den skiftande men förutom här och var i mittbädden synes block-grus icke uppta några större ytor. Enda ndantaget utgör Sundholmendeltat (66), vilket helt är uppbyggt av

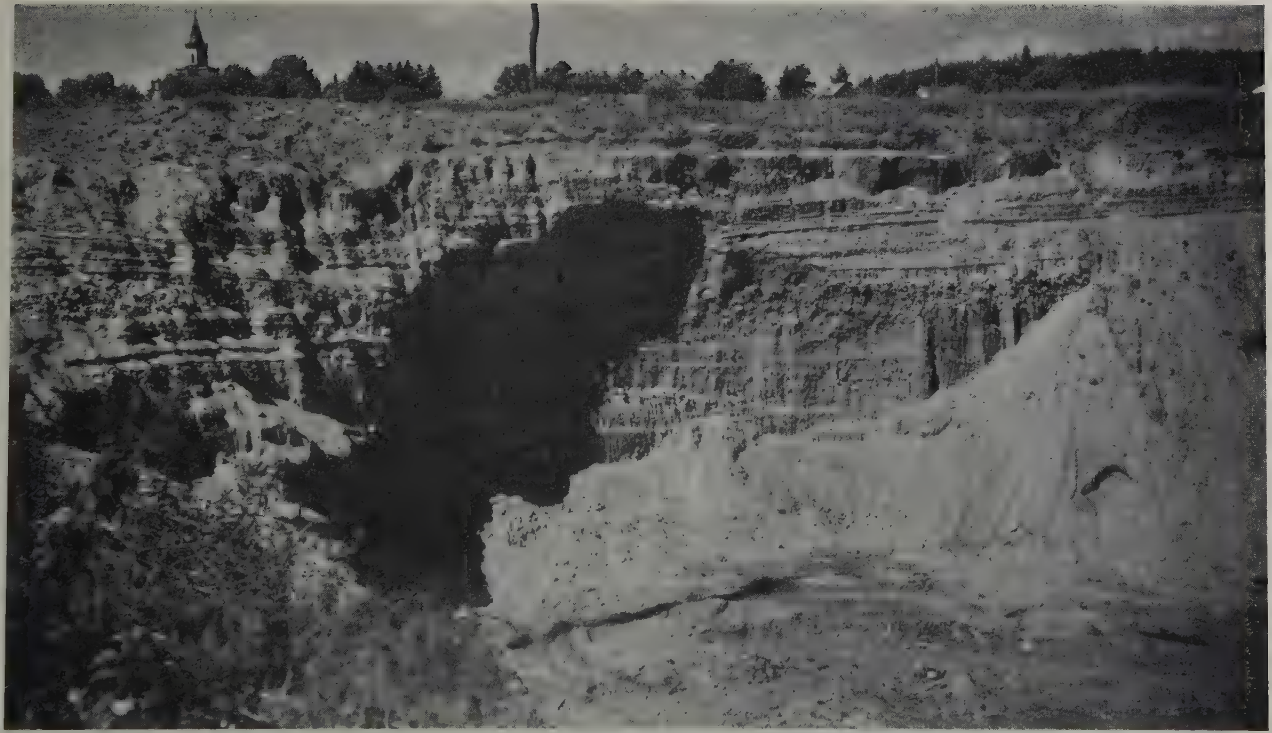


Foto förf.

Fig. 4. Skärning nära distalbranten på Kungsätersdeltat (81). Endast mittbädden är synlig. Skiktningen är övervägande horisontell, och materialet är nästan enbart sand-mo.

Section near the distal slope of the terminal outwash-delta at Kungsäter (81). Only the foreset bed is seen and the stratification is nearly horizontal. Sand and silt are the chief constituents,

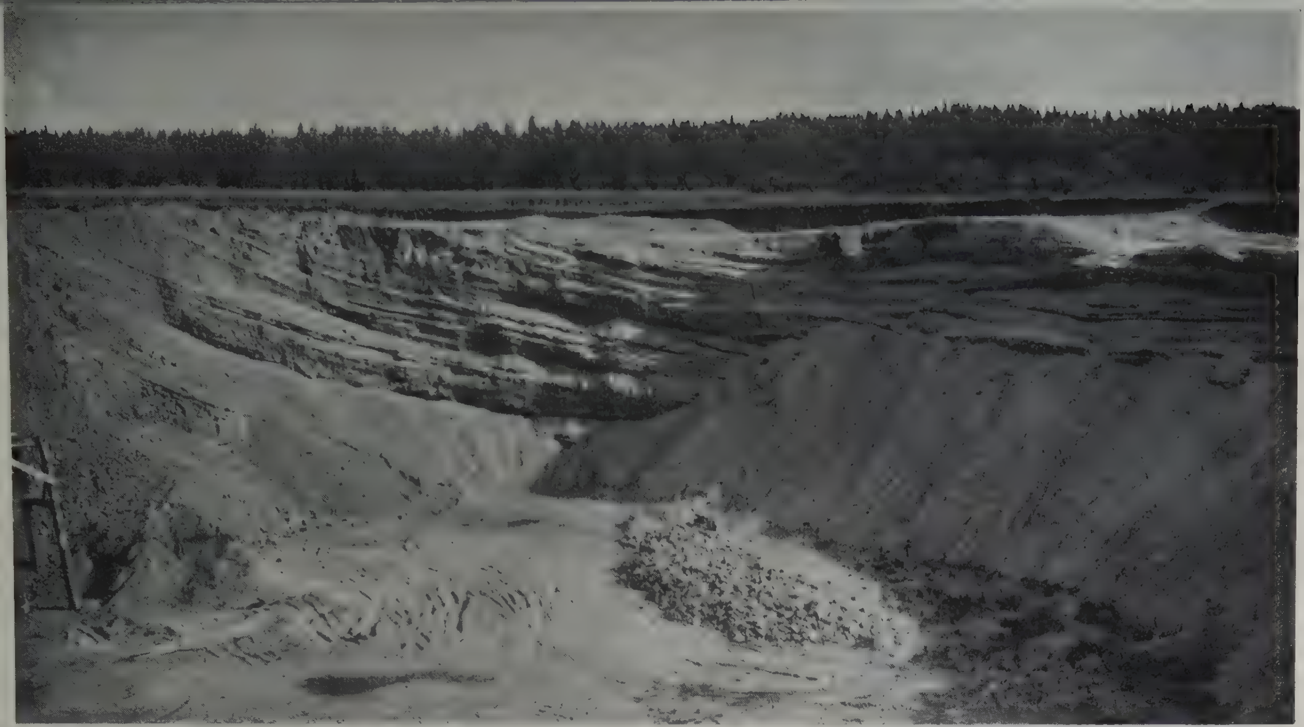


Foto förf,

Fig. 5. Skärning nära distalbranten på Gullbergsdeltat (45). Mittbädden är kraftigt snedskiktad och består övervägande av sand-mo. Toppbädden är omlagrad till diskordant avskärande svallgrus.

Section near the distal slope of the terminal outwash-delta at Gullberg (45). The foreset bed is characterized by distinct inclined bedding and consists almost entirely of sand and silt. The topset bed appears as redeposited wave-rolled gravel, discordantly overlying the foreset bed.

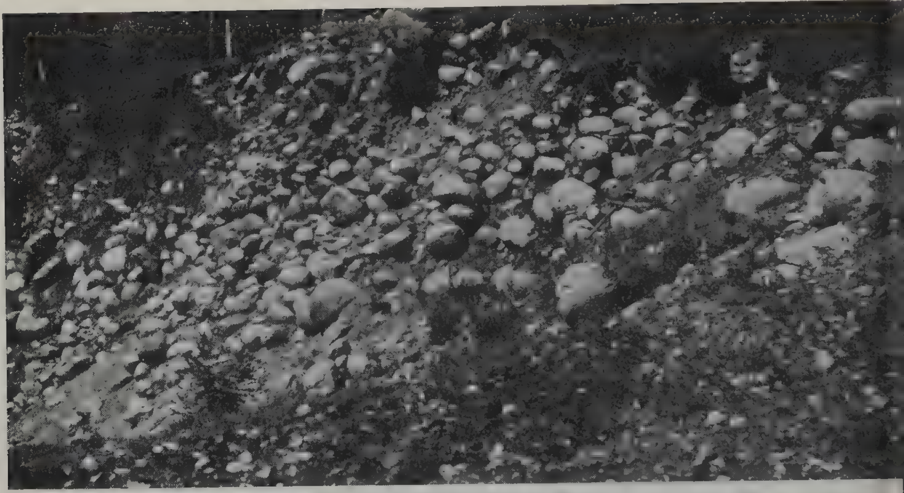


Foto förf.

Fig. 6. Skärning i distalbranten på Sundholmendeltat (66). Materialet är grovt, skiktningen obetydlig.

Section through the distal slope of the terminal outwash-delta at Sundholmen (66). The material is coarse and the stratification slight.

grovmaterial (fig. 6).[1] I övrigt är sand-mo dominerande (fig. 4, 5). De flesta deltana verka med andra ord vara distala bildningar, vilka utom då kames, åsar e. d. förekomma, synas sakna egentliga proximalpartier.

En diskussion om tillförseln av och tillgången på deltamaterialet är därför nödvändig. Vid de deltan, vilka uppbyggts utanför issjöavlopp (Tostareds-, 64, Kattunga-, 67, Brännareds-, 69, Fönhultsdeltat, 82), äro de ackumulerande isälvarnas banor fullt synliga. Både lateral och subglacial dränering har förekommit, och en- eller tvåsidiga rännor, t. o. m. kanjons, ha utskurits. Vid de fria deltana torde subglaciala isälvar spelat den största rollen, ty spår av lateralt smältvatten äro sällan märkbara. Deras förlopp äro dock aldrig påvisbara, då dalbottnarna proximalt icke äro blottade. Vid innerspetsdeltana synes det omvända förhållandet varit det vanliga (jfr Nelson 1910, s. 159, Sundius 1922, s. 37, Hörner 1927, s. 66, Bergsten 1943). Spår av subglacial erosion proximalt äro nämligen ytterst sällsynta, medan starkt spolade, laterala rännor eller allmän lateral översilning förekomma så mycket oftare (t. ex. vid Hyssna-, 37, Seglora-, 46, Kinnarumma-, 48, Förlanda-, 63, Kungsätersdeltat, 81).[1]

---

[1] Detta delta skulle närmast rubriceras som ett proximaldelta (jfr Lundqvist 1940, s. 50, 1943, s. 53), om icke materialet vore så kraftigt bearbetat. Det har formen av en alluvialkon med smal apex vid MG och brant lutning distalt. Det verkar vara ett tappningsdelta men inga issjöar ha funnits häromkring, och knappast någon spolning förekommer ovan MG.

Frågan om materialtillgången har till en del redan diskuterats (jfr ovan). Eftersom uttunningen knappast avtog under en topografisk stagnation, torde smältvattensmängden relativt sett varit större än vanligt. Mer material än normalt har därför sannolikt transporterats mot randen. Vid de klimatiskt betingade stagnationerna var däremot på grund av minskad eller avstannande uttunning smältvattenstillgången avgjort mindre, ibland t. o. m. nästan ingen. Uppbyggandet av randdeltan under sådana perioder måste därför tagit betydligt längre tid än under en topografisk stagnation.

Vad beträffar deltamaterialets sammansättning, synes mellanfraktionernas fullständiga dominans mycket märklig. Enda förklaringen torde vara, att materialet antingen har transporterats mycket lång väg eller ursprungligen var relativt finkornigt. Då emellertid även läget och sammansättningen av andra glacigena ackumulationsformer synbarligen hänger samman med detta problem, får jag återkomma härtill efter beskrivningen av dem.

Supramarina randbildningar förekomma endast inom nordområdets norra del.[2] Moränvallarna utgöras av korta fristående ryggar-kullar, som höja sig högst ett par m över omgivningen. En del ligga i svagt motlut och torde vara avlastningsmoräner (t. ex. vid Rosendal, 13, Kroka, 15, Tornarp, 16, Vivared, 17), några äro sannolikt oscillatoriska, ty de ingå i heterogent förband med korta tväråsar och kames (t. ex. vid Äne, 3, Jällby, 5). Vid Ryda (12) synes även överskjuten morän på isälvsmaterial. Enligt issjöutvecklingen äro vallkomplexen icke samtidiga och synas icke ha uppkommit under någon av avsmältningstidens stora stagnationsperioder. De torde ha bildats vid övervägande terrängbetingade, tillfälliga uppehåll i recessionen.

Deltaplanen (vid Ljung, 6, Od, 8, Borgstena, 26) äro icke typiska randdeltan utan likna snarast sedimentfyllnader på issjöbottnar. Tydliga, delvis konkava proximalbranter äro dock utbildade, och vid Od och Borgstena även distala sådana. De senare deltana åtföljas i bägge riktningarna av korta åsryggar och kames. Planen äro ackumulationsbäddar men inget synes ha uppbyggts ända till vattenytan. Grunda isgravar förekomma allmänt, likaså lösa moränblock. Materialet är tydligt glacifluvialt med merendels horisontell skiktning och väl genomförd sortering. Mot ytan blir det allt grövre, tydande på en successiv ackumulation i allt grundare vatten (jfr Flint 1929, s. 282, Gillberg 1948, s. 459).

---

[1] Av dessa lateralformer äro särskilt två lokaler mer intressenta. Ned till Förlandadeltat leda ett flertal skval, av vilka de övre äro ensidiga, de nedre bilaterala rännor (Gillberg 1948, s. 448). Ett av de många skval, som äro utbildade proximalt om Hyssnadeltat, fortsätter långt ut på själva planet som en grund delvis meandrande ränna. Isen i L. Hålsjöbassängen måste sålunda ha kvarlegat långt efter det att MG inskurits och havet intagit en lägre nivå.

[2] Inom Surtaområdet finnas framför tre mindre dalsänkor obetydliga moränanhopningar med svag vallform (Gillberg 1948, s. 443). De torde dock icke vara egentliga randmoräner utan utgöra smärre moränavsättningar på uppstickande hällpartier.

Det utmärkande för undersökningsområdet innanför Göteborgsmoränen är sålunda dels den nästan fullständiga frånvaron av randmoräner, dels det glacifluviala randmaterialets koncentrering till de sydgående dalstråken. Det förra har ofta ansetts tyda på stagnerad, in situ sönderfallande is (von Bülow 1927, s. 274, Flint 1929, s. 258, Lundqvist 1935, s. 297, Goldthwait 1938). Som Flint senare framhållit (1942, s. 131), behöver detta emellertid icke vara fallet. För det första kan en successiv recession ha ägt rum utan större uppehåll, och för det andra kan isen ha innehållit så ringa mängd material, att trots aktivitet inga moräner kunna ha uppbyggts. Inget av dessa fall kan dock varit företrätt inom området, eftersom tydliga recessionselement saknas och markerade stagnationsbildningar finnas. Den tredje möjligheten har enligt Flint varit, att smältvattenstillgången varit så stor, att nästan allt material kunnat omhändertagas därav — även under stagnationer. Att så har varit fallet här, har redan påvisats, och det framgår än tydligare genom förekomsten av ett stort antal lateralskval och issjöar (Gillberg 1945, 1948, 1956).

Denna utbildning av randformerna synes för de sydgående dalstråken och nordområdets övre delar tyda på en relativt kontinuerligt avsmältande is med ringa rörelse och tidvis stagnerande front. Ifråga om det centrala undersökningsområdet kunna inga säkra upplysningar därom erhållas. Avsaknaden av randelement torde dock antyda en mer passiv eller t. o. m. delvis stagnerad ismassa.

In situ-bildningar

Som framgått vid diskussionen av randelementen, kunna delar av isfronten avskiljas på grund av minskad mäktighet, avtagande istillförsel och ökad ablation (Ahlmann 1938, s. 328). Särskilt långt ifrån en ismassas egentliga ackumulationsområde äro möjligheterna stora för en sådan dödisbildning — och detta även under verkliga glaciationstider och på grund av andra orsaker än rent klimatiska (Ahlmann 1938, s. 330).

Under en avsmältningsperiod kunna större ispartier övergå i mer eller mindre isolerade dödisar även på grund av förändringar i hela ismassans materialhushållning (Ahlmann 1938, s. 335, Demorest 1942, s. 63). Blir ackumulationsöverskottet allt mindre samtidigt som ablationen ökar, avta isrörelserna och genom uttunningen även mäktigheten. Den sålunda passiva isen övergår dock till dödis först då den på grund av fortsatt uttunning icke längre står under kontroll av det centrala ackumulationsområdet. Fullständigt utan rörelser behöver den uppkomna dödisen icke vara, ty genom att den äger en viss plasticitet och vanligen en svag lutning mot randen förefinns, kan en transport ske fram till de tunnare ytterpartierna.

Utan att ha nått fram till detta slutstadium kunna dödisar också avsnöras på grund av terrängförhållandena. Om genom uttunningen en tvärgående höjdzon framsmält, kan den yttre delen av isen komma att isoleras från den egentliga ismassan (Mannerfelt 1945, s. 27). Mycket snart torde den övergå till verklig dödis, eftersom förbindelserna med ackumulationsområdet avbrutits, och därigenom en konstant nytillförsel icke kan äga rum.

De ackumulationsformer, vilka ha uppkommit vid eller i stagnerade eller helt dynamiskt döda ismassor, benämnas här in situ-bildningar. Inga avlagringar torde vara så heterogena som dessa. Detta är helt naturligt, då de ursprungligen mer eller mindre begränsats av is, som sedan bortsmält. De utmärkas därför av ytmorfologisk oregelbunddenhet, stark iskontaktpåverkan, sekundära omformningar och varierande sammansättning.

Genom uttunningen kommer isens inre morän successivt upp till ytan och förenar sig med där förekommande fritt material. Efter isens försvinnande bildar denna ablationsmorän i regel den s. k. ytmoränen (Flint 1947, s. 112). Särskilt mot slutet av avsmältningen och nära randen uppträda emellertid ett stort antal håligheter. I dödis stå dessa öppna, varigenom nedfallet eller uppressat material snart samlas där. Under sådana betingelser uppkommen ablationsmorän har därför en mer särpräglad ytmorfologisk form — oregelbundna, oftast relativt blockiga kullar-ryggar (Tarr 1908, s. 86, 1909, s. 44, Tanner 1915, s. 217, Granlund 1943, s. 45, Lundqvist 1943,s. 22, Mannerfelt 1945, s. 122). En uppdelning i mer parallella ryggar synes ibland förekomma (Tarr 1908, s. 87, 1909, s. 51, 77, Ahlmann 1937, pl. V, Woldstedt 1939, s. 264, Mannerfelt 1945, s. 13). Särskilt denna form torde vara randavsatt, då parallella sprickor oftare uppträda där än längre in på isen.

Vid avsmältningen av en förhållandevis tunn is bildas en stor mängd smältvatten. I sådan porös och murken is förhärskar subglacial-englacial dränering (Tarr 1909, s. 66, von Engeln 1911, s. 146, Woldstedt 1939, Mannerfelt 1945, s. 16). Moränen påverkas därför av detta smältvatten, urtvättas, omlagras och övergår eventuellt vid längre inverkan i rent glacifluvialt material. Alla övergångsformer mellan sådant och typisk morän torde förekomma (Tarr 1908, s. 98, Ahlmann 1933, s. 177).

Kullig ablationsmorän kan därigenom ha mycket varierande sammansättning (Tarr 1908, s. 98, Priehäusser 1939, s. 107, Flint 1942, s. 127, Mannerfelt 1945).

Begreppet kames är ofta icke klart definierat men i inskränkt bemärkelse har denna ackumulationsform bildats i eller vid en nästan eller helt stagnerad, in situ avsmältande is (Flint 1947, s. 147). Både till uppkomsten och formen är den sålunda en ekvivalent bildning med den kulliga ablationsmoränen (Geikie 1874, s. 181, Tarr 1908, s. 98, Nelson 1910, s. 29, Ahlmann 1912, 1916, Fairchild 1926, Rich 1935, s. 40, Cook 1946).[1] Materialet är dock vanligen än heterogenare. Det är visserligen vattenpåverkat men både sortering och skiktning äro diffusa och oregelbundna (jfr fig. 10, 11). I många fall ingår morän, i regel som ett ytligt täcke (Tarr 1908, s. 98, Nelson 1910, s. 32, Fairchild 1926, s. 204, Brown 1931, s. 473, Rich 1935, s. 40, Cook 1946, s. 578).

Om det en-subglaciala smältvattnet samlats till mer enhetliga strömmar, och ackumulation därigenom ägt rum under längre tid och mer koncentrerat, ha sådana differentierade former som åsar och lateralterrasser uppstått. Bland de förra intar recessionsåsen en särställning genom sin anslutning till en kontinuerligt recesserande is (jfr ovan). Övriga former äro däremot in situ-bildningar, då de äro bundna till stagnerade ismassor. Den vanligaste typen, vilken även observerats under bildning vid nutida glaciärer, är den subglaciala tunnelåsen (Strandmark 1885, Davis 1892, Bärtling 1905, s. 15, Tarr 1908, Nelson 1910, s. 93, 99, Korn 1913, Woldstedt 1929, s. 93, Mannerfelt 1945, s. 147, 176, Flint 1947, s. 151). Då ackumulationen helt ägt rum i slutna valv, förekommer ofta morän på toppytorna. I övrigt äro primärstrukturerna vanligen bevarade samt endast ringa iskontaktpåverkan synlig. Som en särskild variant kan den på dalsidor slingrande och oftast till laterala skval anslutna slukåsen betraktas (Mannerfelt 1945, s. 47, 121).

Den andra huvudtypen är den supraglaciala eller subaerila åsen (Holst 1876, Crosby 1902, Hausen 1914, Holmsen 1923, s. 30, Tanner 1928, 1934, 1937, Sproule 1939, s. 101, Halden 1942, s. 89), vilken uppbyggts i öppna, kanjonartade issprickor.[2] Dess utformning har ägt rum under två markant skilda faser — den aktiva, då själva ackumulationen skedde, den passiva, då den nuvarande formen utbildades

---

[1] I synnerhet när isolerade kames förekomma, kan det ofta utan tydliga skärningar vara svårt att skilja dem från åsar. Även hela komplex av oregelbundna kullar kunna ibland vara andra formelement såsom åsnät (Ahlmann 1912, 1916, Bergsten 1943, s. 178) eller upplösta deltaartade ackumulationer (Thwaites 1926).

[2] Även en tredje åstyp — den englaciala — är beskriven (Philipp 1912, Alden 1924, Okko 1945), men den torde vara mycket sällsynt. Genom att smältvattnet strömmat fram inne i isen och sekundära förändringar uppträda, synes den överensstämma med båda huvudtyperna.

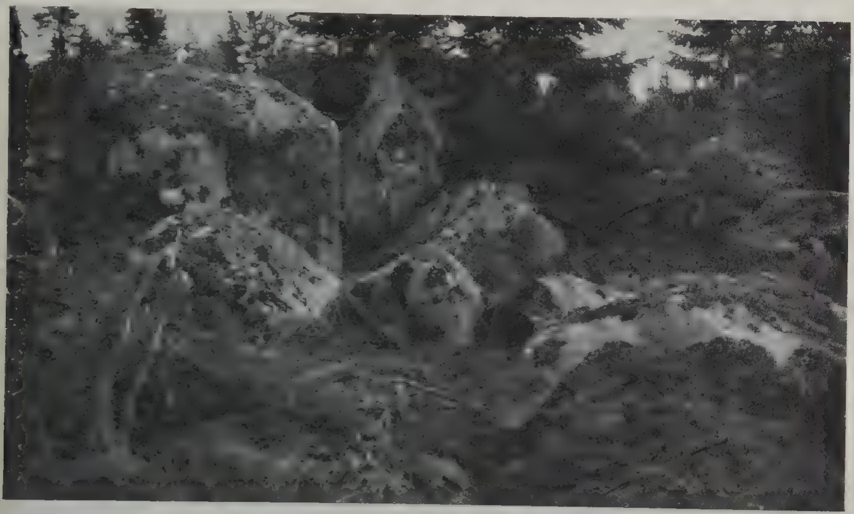


Foto förf.

Fig. 7. Kullig ablationsmorän av övervägande stora block. Stenstorp (49).
Hummocky moraine, the greater part of which consists of large boulders. Stenstorp (49).

efter bortsmältandet av omgivande is (Tanner 1928). Det mest utmärkande för denna typ är därför den sekundära sorteringen och skiktningen samt de iskontaktpåverkade och sekundärt raserade sidorna.[1]

Inom undersökningsområdet är kullig ablationsmorän nästan enbart företrädd inom centralzonen. Lokalt uppträder den dels på relativt måttligt branta sluttningar, dels inom mindre sänkor uppe på platåerna. I de stora dalstråken saknas den däremot helt.[2] Större förekomster finnas endast vid Tokatorp (4), Bua (21), Holmared (22), Snugge (32) och Öja (55). Ytmorfologiskt består moränen av oregelbundna, i regel relativt blockrika kullar, men endast i enstaka fall äro blocken dominerande (fig. 7). Moränmaterialet är synbarligen överallt förhärskande (fig. 8) men i några skärningar har svag vattenpåverkan observerats (kantavrundade stenar, smala skikt av rundat grus). Vid Tokatorp (4) är moränen till stor del parallellorienterad i ryggar med riktningen

---

[1] Mot denna åsteori har bl. a. anförts, att supraglacial dränering icke förekommer i stagnerad is (Lundqvist 1943, s. 51, Flint 1947, s. 154). Ackumulationen torde dock ha skett i ända till bottnen öppna issprickor. Ett sådant bildningssätt liknar delvis amerikanarnas »crevasse fillings» (Flint 1928 a, 1930 b, Brown 1933), vilka närmast synas vara en mellanform mellan supraglaciala åsar och kames.

[2] Ablationsmorän torde emellertid ha större utbredning. Stor del av ytmoränen måste nämligen betraktas som en ablationsmorän utan ytmorfologisk differentiering. Ofta synas dock antydningar till ryggar eller kullar, och moränsluttningarna äro mångenstädes iskontaktpåverkade. Materialet är dessutom regelbundet vattenpåverkat (kantavrundade stenar).

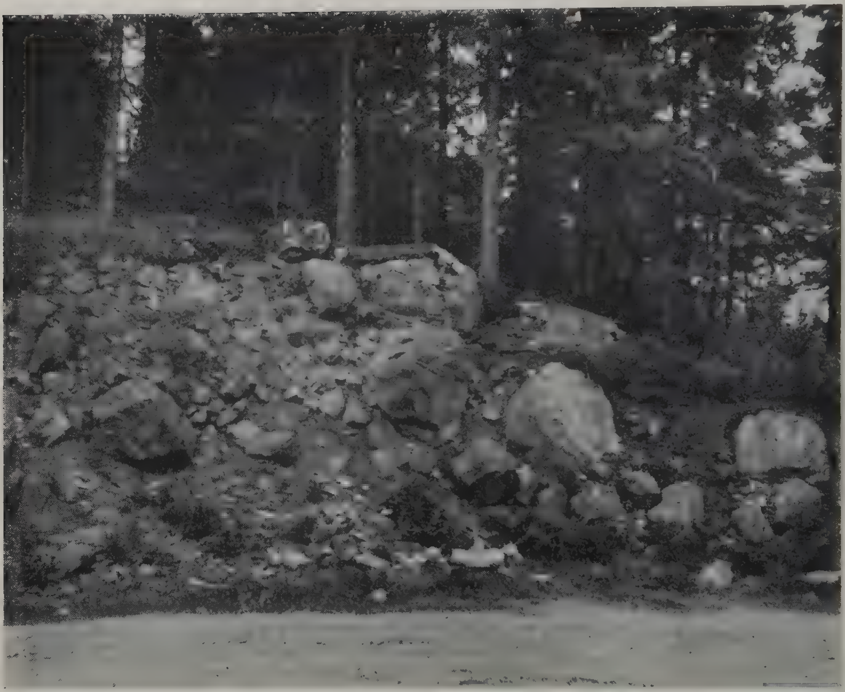


Foto förf.

Fig. 8. Skärning i kullig ablationsmorän bestående av stora och små block i grusig, osorterad grundmassa. Holmared (22).

Section through a hummocky moraine with large and small boulders in a gravelly, unsorted matrix. Holmared (22).

SE—NV (fig. 9). Den är sannolikt randavsatt och torde ha bildats genom att den inre moränen smält fram efter ismassans glidplan (jfr Mannerfelt 1945, s. 13).

Även glacifluviala in situ-bildningar förekomma blott sporadiskt. I anslutning till några randdeltan (t. ex. Örby-, 44, Öxnevalla-, 68, Torestorpsdeltat, 71) finnas korta proximalåsar, troligen av typen subglaciala tunnelbildningar; vid andra (t. ex. Kärtareds-, 1, Od-, 8, Hyssna-, 37, Rolfstorpsdeltat, 87) uppträda ett fåtal kames. De ovan Tostaredsdeltat (64) supramarint belägna ryggarna synas närmast vara supraglaciala sprickfyllnader. Övriga förekomster bestå i regel av blott enstaka kullar-ryggar. Om de skola kallas kames eller åsar, är därför svårt att avgöra. Då skärningar finnas, frapperas man dock alltid av den heterogena byggnaden — osorterat material omväxlar med sorterat, både horisontal- och strömskiktning förekommer och inslag av morän är icke ovanligt (fig. 10, 11). Detta tyder närmast på att dessa vanligen

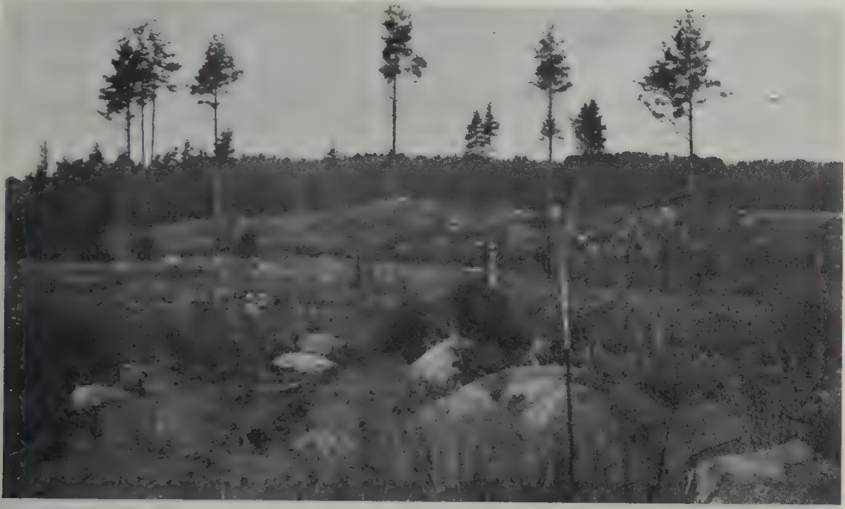


Foto förf.

Fig. 9. Parallellorienterade ryggar av ablationsmorän. Tokatorp (4).
Nearly parallel ridges of ablation moraine. Tokatorp (4).

konformiga kullar böra betraktas som kames. Äro de åsar, måste de i vilket fall ha bildats i subglaciala valv, ty sekundära förändringar äro sällsynta.

Verkliga kames-komplex finnas vid några lokaler (Äne, 3, Pålsbo, 36, Apelnäs, 53, Guttorp, 54, Haga, 56, Vågerse, 65, Brunarp, 73) (Gillberg 1945, s. 444, 1948, s. 445). De bestå av dels enstaka mer långsträckta ryggar med skarpeggade toppytor, dels flera kortare, konformiga kullar, dels bredare sådana med av issjöarna avplanade överytor. Mellanliggande isgravar äro delvis igenfyllda av nedrasat eller nedabraderat material. Morän förekommer sporadiskt på sidorna eller som fristående småkullar. Att kames och kullig ablationsmorän böra betraktas som delar av en komplex formserie, framgår av sammansatta förekomster vid Buasjö (20) och Rönåsa (25). Där uppträda både kullar av endera typen och tydliga mellanformer dels fristående, dels omväxlande med varandra.

Av områdets få tydliga åsar skola blott ett par diskuteras. Inom nordområdet förekomma korta åsryggar vid Eriksberg (9), Jäla (10), Broddarp (11) samt något längre stråk vid Kärråkra (14) och N om Humla (18), d. v. s. ungefär där en mer enhetlig mot N vikande isfront kom att utbildas. De skulle därför kunna vara frontala recessionsformer men både terrängförhållandena och den stratigrafiska byggnaden motsäger detta. Ackumulationen har nämligen skett i motlut och på relativt

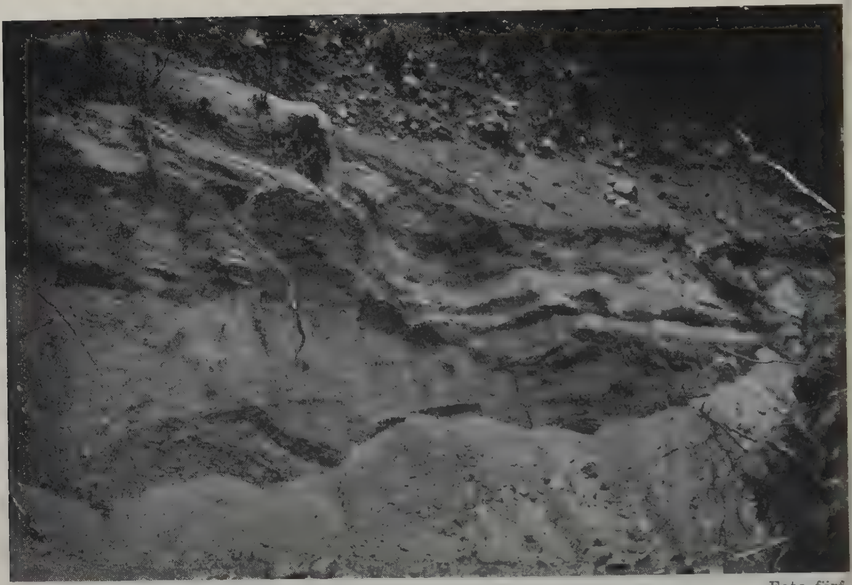


Foto förf.

Fig. 10. Skärning i kame. Storäng (52). Heterogen byggnad av relativt oskiktat grus och rullsten, överlagrande ström- och horisontalskiktad sand.

Section through a kame. Storäng (52). Unsorted gravel, pebbles and boulders overlying cross-bedded and horizontally bedded sand.

grunt vatten. Under sådana betingelser ha säkerligen isälvarna aldrig nått isranden utan avlastat sitt material redan inne i de subglaciala valven (jfr Mannerfelt 1945, s. 22). Ytmorfologiskt skulle dessa åskomplex kunna kallas kamesåsar, ty de bestå av helt fristående, något långsträckta, konformiga kullar (fig. 12). Även stratigrafiskt likna de kames, ty sortering och skiktning äro oregelbundna och diffusa. Materialet är övervägande grovt, tydande på kort transportsträcka.

Skephultsåsen (51) är belägen utefter dalsidan vid Frisjöns södra parti och är uppdelad i flera mindre, delvis helt skilda ryggar (Gillberg 1945, s. 444). Dessa äro getryggsartade och utkila mot NO (fig. 13). Grus dominerar i materialet men rullstenslager och sand-mjälskikt förekomma allmänt (fig. 14). Skiktningen är mycket oregelbunden, och sekundära omlagringar (veckningar, skiktstörningar) framträda ofta. Utåt dalen finnas flera tre- och fyrsidiga isgravar. Smältvattensälven har sålunda varit mycket varierande i vattenföring och materialtransport. Som jag tidigare framhållit (1945, s. 444), var det avloppen från NO härom uppdämda issjöar, som efter att ha framrunnit lateralt nedstörtade i isen och sedimenterade. Åsen har med andra ord ackumulerats i öppna sprickor eller subglacialt.

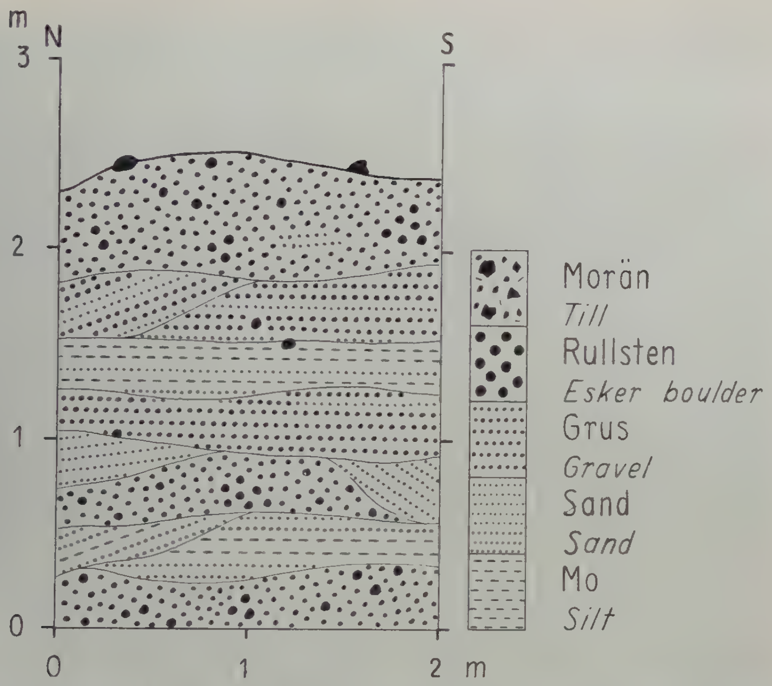


Fig. 11. Skärning i kame. Habo, O om Frisjön (53). Oskiktat grovt material omväxlar med tydligt skiktade lager av än grus, än sand-mo. En viss periodicitet i avsättningen är klart märkbar.

Section through a kame. Habo, E of Lake Frisjön (53). Beds of unsorted and structureless material of coarser size alternate with inclined and horizontal stratified beds of sand and silt. A certain periodicity of the accumulation is noticeable.

Vid Finnekumla (30) på nordsluttningen av drumlinhöjden vid Rångedala finnas några korta, mot Varnumsdalen nedåtriktade åsryggar. De äro relativt låga med det bredaste partiet uppåt och ligga i direkt fortsättning av mot N riktade laterala rännor och spolningszoner, vilka fungerat som avlopp för S härom uppdämda issjöar. Dessa ryggar torde därför få rubriceras som slukåsar. Även vid Skottek (27) på sluttningen mot sjön Ärtingen förekomma ett par liknande åsar med ungefär samma form. Materialet består övervägande av skiktad sand och grus men morän uppträder rikligt på sidorna. Sänkorna mellan ryggarna äro kraftigt spolade men däremot förekomma inga laterala skval ovanför dem.

Förutom som åsar och kames uppträder isälvsmaterial anslutet till vissa dalsidor, merendels vid övergången till dalbottnarna. Vanligen är det lokala förekomster av ringa omfattning men i Toarps-, (31), Surta-, (41), och Hallångendalarna (74) har denna avlagringstyp större utbred-

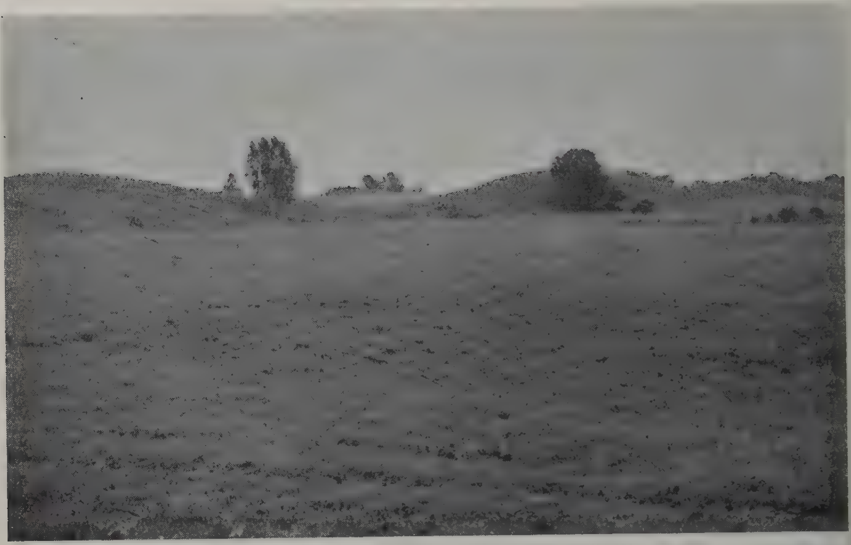


Foto förf.

Fig. 12. Ås bestående av konformiga, kameliknande kullar. N om Humla, Ätradalen (18).
Esker consisting of conical hills, resembling kames. N of Humla, Ätran-Valley (18).

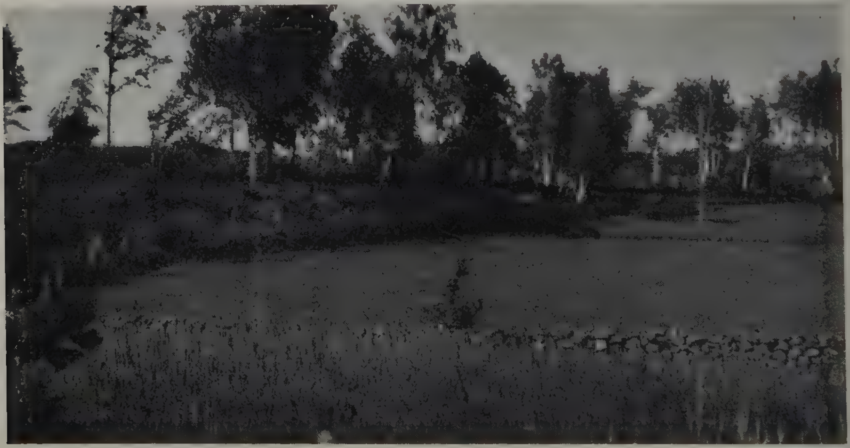


Foto förf.

Fig. 13. Getryggsformat, mot N utkilande parti av den dels subglacialt, dels i sprickor bildade åsen vid Skephult (51). En issjöterrass är utskuren mot åsen.
Sharp-edged, towards N narrowing part of the partly subglacial, partly as crevasse filling accumulated esker at Skephult (51). A small terrace of a temporary glacial lake is cut out at the esker.

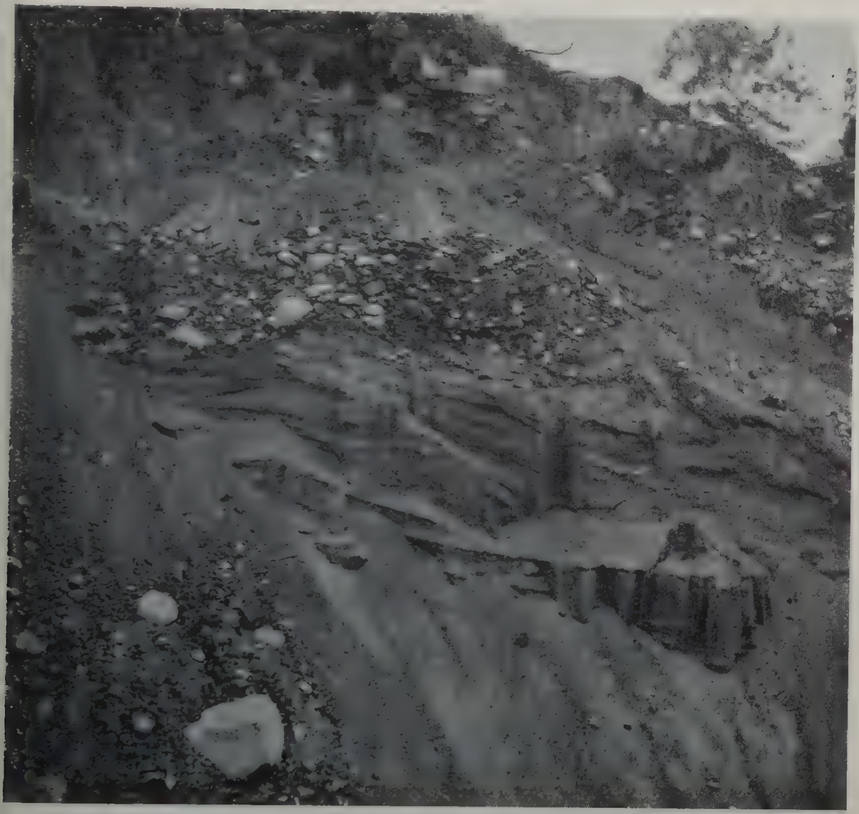


Foto förf.

Fig. 14. Skärning i Skephultsåsen (51). Delvis störda, något strömskiktade sandskikt samt körtel av grovgrus och sten överlagras av sorterat men föga skiktat grus med enstaka grovblock.

Section through the esker at Skephult (51). The material consists of horizontal as well as cross-bedded, partly disturbed sand with a pocket of gravel and pebbles. The overlying gravel with a few large boulders is clearly sorted but its stratification is very slight.

ning. Ytmorfologiskt är oftast ingen särskild form urskiljbar men i enstaka fall äro smala strängar med tydlig överyta utbildade (t. ex. Sävsjö»åsen», 47). Endast lateralbildningen N om Kungsätersdeltat (80) har en utpräglad terrassyta. Som framgår av tillgängliga skärningar, är materialet kraftigt sorterat och skiktat samt mycket heterogent (fig. 15, 16). Rullsten och grus omväxla med sand och mo, och tydlig strömpåverkan är ofta märkbar. Det är främst denna stratigrafi som visar, att dessa ackumulationer äro glacifluviala. Enligt läget och formen skulle de nämligen kunna vara issjösediment av nedspolningstyp (se nedan) men sådana uppvisa aldrig dylika strukturer.

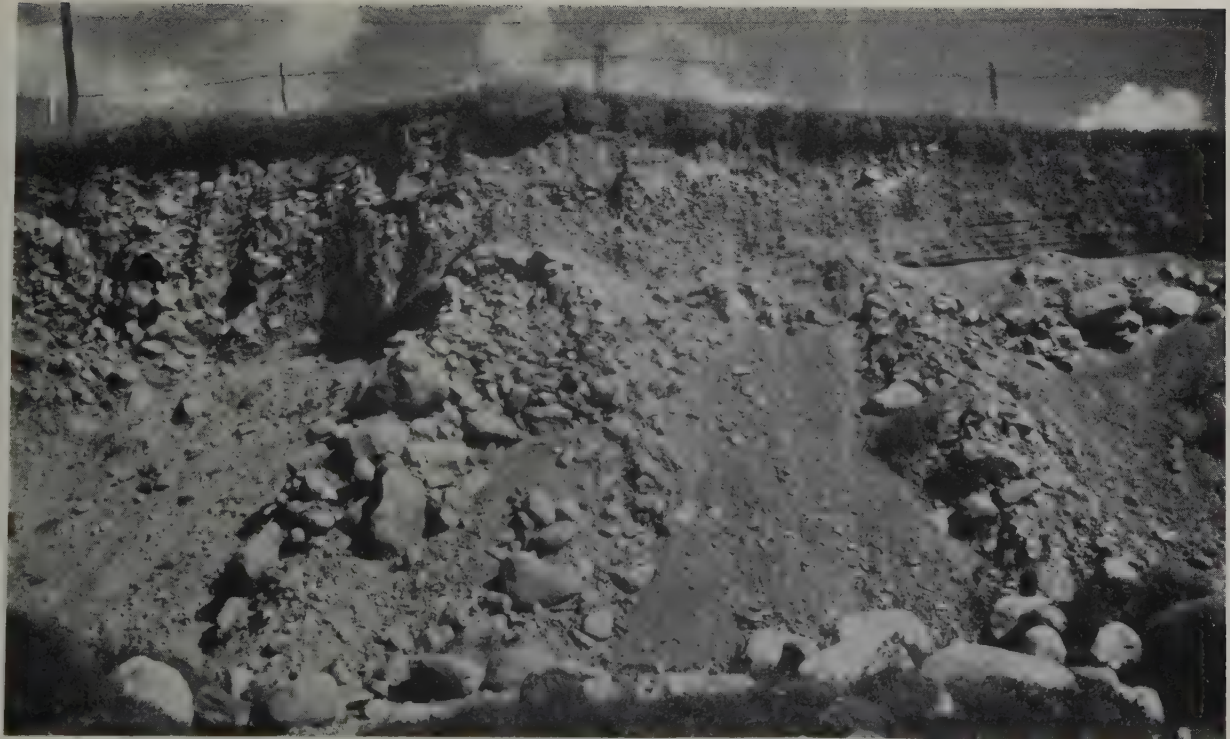


Foto förf.

Fig. 15. Skärning i subglacial lateralbildning. Nödinge, Surtadalen (41). Snedskiktade sandlager, föga sorterade och skiktade grus-rullstenslager samt körtlar av endast kantavrundade block.

Section through a subglacial marginal form of stratified drift. Nödinge, Surtan-Valley (41). Varied beds of inclined sand-layers, little sorted and stratified layers of gravel, well-rounded stones and pockets of slightly rounded boulders.

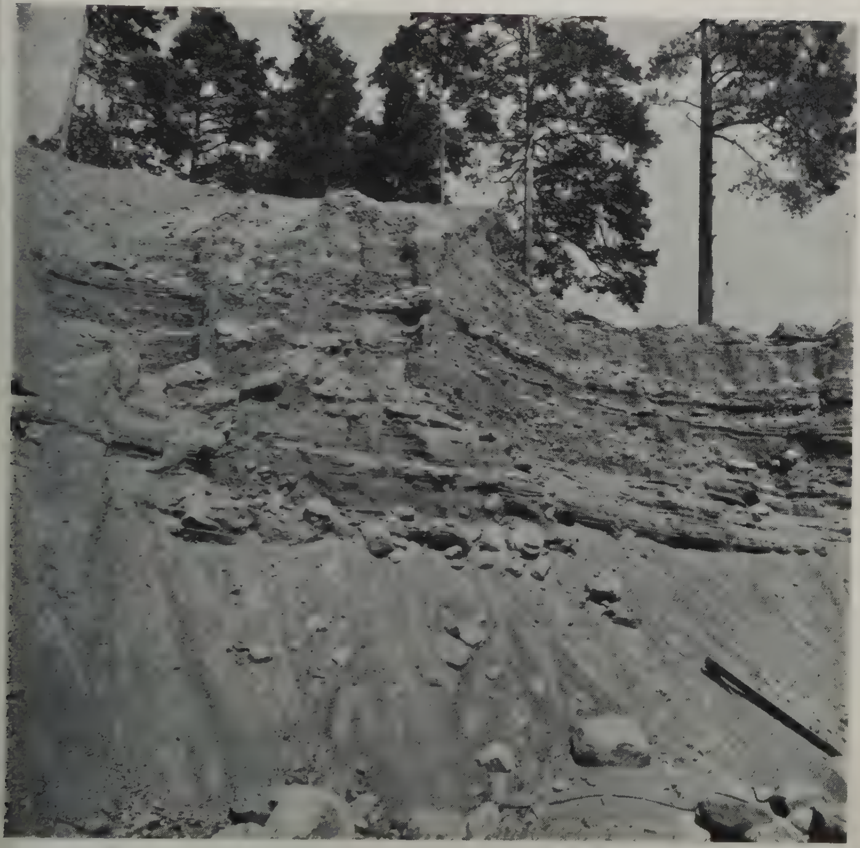


Foto förf.

Fig. 16. Skärning i subglacial lateralbildning. Falskog, N om Toarp (31). Omväxlande skikt av relativt horisontella lager av sand och grus med enstaka rullstenar.

Section through a subglacial marginal form of stratified drift. Falskog, N of Toarp (31). Alternating beds of relatively horizontal layers of sand and gravel, with a few well-rounded stones.

Endast terrassbildningen vid Kungsätersdeltat är emellertid en verklig lateralterrass (jfr sid. 197). Möjligen kan även Sävsjö»åsen» vara avsatt lateralt (Gillberg 1948, s. 449). Övriga förekomster måste däremot av följande skäl vara subglaciala. Materialet är oftast abraderat av issjöar. Enligt den stratigrafiska utbildningen ligger det i primärt läge och är tydligt strömavsatt men aldrig anslutet till skval eller issjöavlopp. Ofta uppträder morän fläckvis på toppytorna och sidorna, och i många fall finnas korta åsryggar eller kames alldeles utanför dessa avlagringar. På så låga nivåer som direkt ovanför dalbottnarna förekomma aldrig några erosiva former (skval), som motsvara lateralterrasser. Den i skilda dalstråk sista kvarliggande isen torde i regel icke haft någon nämnvärd lutning samt varit murken och sönderfallande. Några betingelser för uppkomsten av eroderande eller ackumulerande lateralälvar ha därför knappast funnits.

Dessa sidoackumulationer torde därför ha bildats mycket tidigare än vad höjden på deras toppytor anger. Flera av de högre belägna issjöarna ha haft avlopp eller tappats ned i isen. Detta smältvatten har då ofta samlats till mer enhetliga bottenströmmar och subglacialt avlastat en del av det medförda materialet (jfr J. Frödin 1914, s. 199, Mannerfelt 1945, s. 117, 149, 176). För detta talar särskilt den heterogena sammansättningen, ty just under sådana förhållanden borde materialtillgången och -transporten ha varit mycket växlande. Ha dräneringsvalven framgått mera centralt i dalgångarna, ha i stället åsar och kames utformats.

In situ-bildningarna äro sålunda främst bundna till områdets inre delar samt höjdplatåerna. De utgående södra och sydvästra dalstråken sakna nästan fullständigt dylika former. Inom de förra områdena torde därför, åtminstone under avsmältningens senare faser, isen stagnerat och avsmält in situ. Inom de sistnämnda delarna har däremot en relativt kontinuerlig rörelse mot randen ägt rum (jfr sid. 204).

Issjösediment

I vidsträckt bemärkelse skulle därmed kunna avses samtliga i issjöar bildade avlagringar (Halden 1925, s. 131). Glacifluviala former, som till sin uppkomst äro betingade av isens (israndens) reaktioner under olika förhållanden, böra emellertid hänföras till andra elementgrupper (jfr ovan samt Flint 1933, Lundqvist 1940, 1943, Jahns-Willard 1942). Endast de avlagringar, vilkas form och läge helt bestämts av issjömiljön (Lundqvist 1940, s. 64), torde i verklig mening få benämnas issjösediment. Till sin härkomst omfatta dessa bildningar två relativt väl skilda typer (jfr Halden 1923, s. 53, 1925, s. 130).

Den första består av material, som genom rinnande vatten tillförts från omgivningen. I första hand är det distala, ibland varviga isälvsackumulationer, vilka ofta ha formen av stora plan (A. G. Högbom 1906, s. 145, Sjögren 1909, s. 184, Gavelin 1910, s. 14, G. Frödin 1913, s. 29, Flint 1928 b, s. 958, Lundqvist 1940, s. 49, 64, Jahns-Willard 1942). Om terrasser förekomma, torde blott den övre vara ursprunglig. De nedre äro i stället abrasionsterrasser från lägre issjöar och fornsjöar eller sen-postglaciala älvterrasser.

Liknande issjösediment kunna också tillförts genom vanliga åar och bäckar (Sjögren 1909, s. 160, 184, Gavelin 1910, s. 14, G. Frödin 1913, s. 29, 89, J. Frödin 1914, s. 159, Halden 1925, s. 130). Till formen äro de nästan alltid deltan men vanligen av ringa omfattning. Även utanför mynningar av avlopps- eller tappningsfåror från andra issjöar kunna sådana förekomma (Sjögren 1909, s. 161, G. Frödin 1913, s. 168, J. Frödin 1914, s. 185). Materialet i dessa former synes i regel vara mer växlande än i de egentliga isälvsackumulationerna. Lera torde dock aldrig förekomma.

Den andra huvudgruppen omfattar de issjösediment, vilka ha bildats genom issjöarnas egen inverkan. De utgöras av dels svallmaterial, som kvarligger in situ på de forna strandnivåerna, dels material som nedspolats och avsatts på dåvarande issjöbottnarna (Flint 1928 b, s. 1958, Lundqvist 1940, s. 55, delvis G. Frödin 1913, s. 25). Ha issjöarna varit marginala, ha de senare sedimenten ackumulerats på dalsluttningarna och delvis mot is. Under den fortsatta utvecklingen kunna de åter abraderats och antingen utformats till terrasser eller förts vidare nedför dalsidorna. Slutligen har en del avlagrats på den egentliga dalbottnen. Även om issjöarna voro öppna vattenytor, har detta förlopp kunnat äga rum men materialet kan också från början ha avsatts på djupt vatten ute i dalen. Medan svallsedimenten övervägande utgöras av klapper och grus, bestå de nedabraderade avlagringarna i regel av sand (mo). Förekommande issjöleror synas däremot alltid vara varviga isälvsbildningar (A. G. Högbom 1906, s. 145, Lundqvist 1940, s. 61).

Endast i undantagsfall saknas skiktning i issjösedimenten. I de deltaartade komplexen framträder normalt deltaskiktning (Sjögren 1909, Gavelin 1910, G. Frödin 1913, J. Frödin 1914). Strömskiktning är minst lika vanlig, t. o. m. i varviga sediment. Strömmande vatten torde sålunda åtminstone tidvis förekommit i issjöar (jfr A. G. Högbom 1906, s. 148), och särskilt torde detta ha varit fallet i smala marginaluppdämningar (Halden 1925, s. 134). I stratigrafiskt hänseende föreligger en markerad skillnad mellan de bägge huvudtyperna. Isälvsackumulationerna bli i regel allt finare uppåt, eftersom sedimentationen ägt rum på allt längre avstånd från isen (A. G. Högbom 1906, s. 146, Lundqvist 1940, s. 61). I nedspolningssedimenten är lagerföljden vanligen omvänd, eftersom avsättningen av nytt material skett i successivt grundare vatten (Halden 1923, s. 71, 1925, s. 134, Flint 1929, s. 282, Lundqvist 1940, s. 56, Gillberg 1948, s. 459).[1]

Inom undersökningsområdet äro issjösedimenten mycket ojämnt fördelade (pl. 1). Regionalt ha de ringa betydelse men i ett par dalstråk ha de lokalt stor omfattning. Alla kategorier äro företrädda.

---

[1] Om mycket lugna ackumulationsförhållanden varit rådande, kan vid negativ strandförskjutning det nedabraderade materialet erhålla samma lagerföljd som isälvssedimenten (Halden 1923, s. 71, 1925, s. 134). Likaså kunna de senare på grund av långsam regression komma att avslutas av grovmaterial (Flint 1929, s. 282, fig. 23, 24, Jahns-Willard 1942), varigenom finare sediment fullständigt täckas (jfr Nilsson 1953, s. 179).

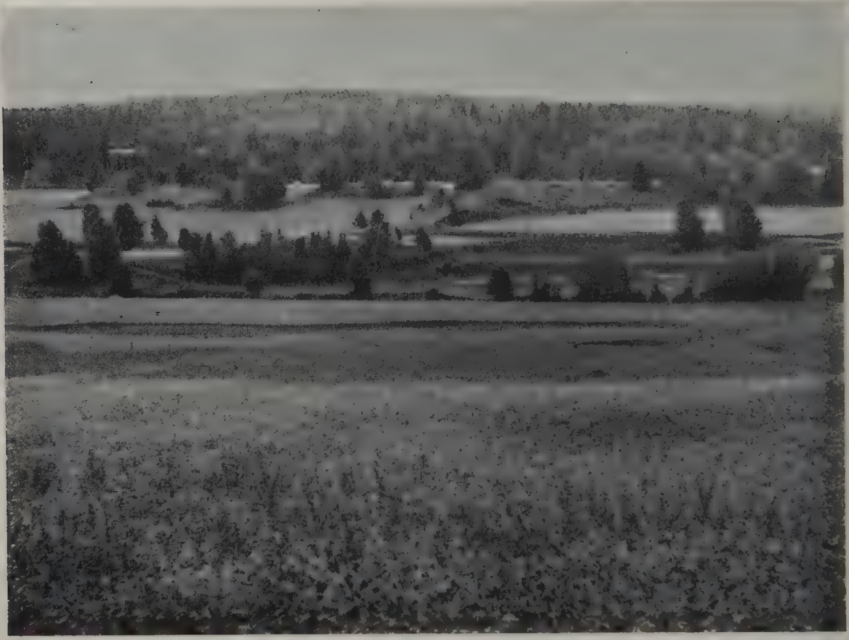


Foto förf.

Fig. 17. Planabraderade issjösediment. Dalum, Ätradalen (33). De lägre terrasserna äro älvplan.

Top-abraded glacial-lake sediments along the slope of the Ätran-Valley at Dalum (33). The lower plains are river terraces.

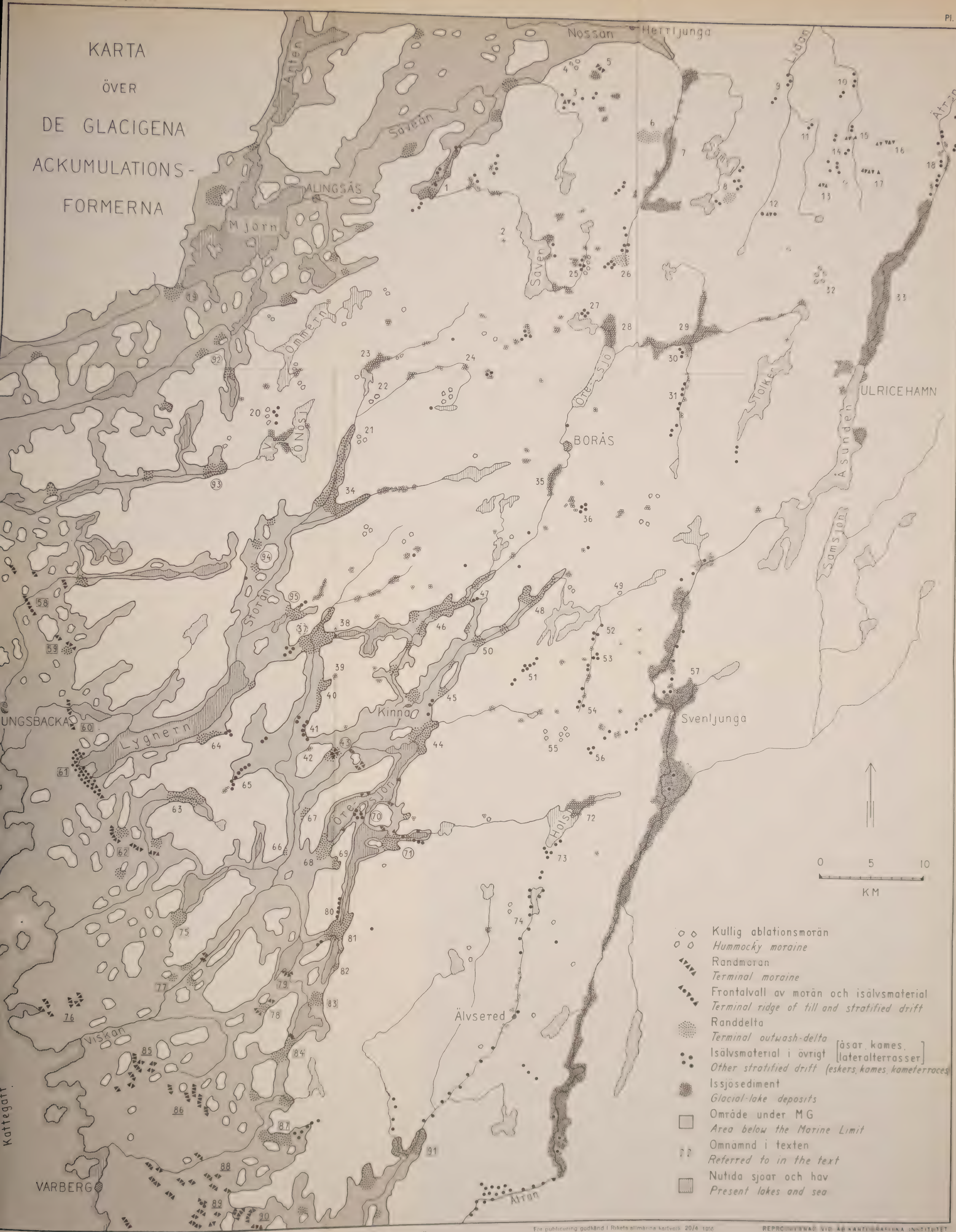
Hela Ätradalen utom kring Åsunden upptages av dalfyllnadsackumulationer av glacifluvial härkomst (jfr Munthe 1910, s. 1223).[1] I regel ha de formen av stora plan, i vilka sedan Ätran eroderat. Överytorna framträda dock sällan som ursprungliga ackumulationsnivåer utan äro abraderade. Även lägre älvplan förekomma (fig. 17). Materialet domineras av sand och mo men här och var finnas partier av grus (rullsten) samt enstaka åsryggar. Även varvig lera skall enligt de geologiska kartbladen finnas på några lokaler (Karlsson 1870, s. 70, Blomberg 1880, s. 23, 1883, s. 40, Svedmark 1893, s. 48) men endast vid Ullasjö (57) har den återfunnits. Då den emellertid ofta synes täckas av sand (Blomberg 1883, s. 40), kan den ha större omfattning än vad som framgår av den ytliga fördelningen.

Om grovmaterialet är randavsatt, är ej möjligt att avgöra, då det

---

[1] Benämningen issjösediment på dessa avlagringar är delvis felaktig. Stor del av dem har nämligen avsatts i de fornsjöar, som utbildades framför den vikande isranden. Då det emellertid icke är möjligt att särskilja dessa typer, och miljön i princip var densamma, kunna de sammanföras under begreppet issjösediment.

KARTA
ÖVER
DE GLACIGENA ACKUMULATIONS-FORMERNA



○ ○	Kullig ablationsmorän *Hummocky moraine*
▲▼▲	Randmorän *Terminal moraine*
▲●▲	Frontalvall av morän och isälvsmaterial *Terminal ridge of till and stratified drift*
⁙	Randdelta *Terminal outwash-delta*
● ●	Isälvsmaterial i övrigt [åsar, kames, lateralterrasser] *Other stratified drift (eskers, kames, kameterraces)*
▨	Issjösediment *Glacial-lake deposits*
☐	Område under MG *Area below the Marine Limit*
2 2	Omnämnd i texten *Referred to in the text*
▥	Nutida sjöar och hav *Present lakes and sea*

...dningar med understrukna nummer = Hallandsmoränen
» nummer i fyrkant = Göteborgsmoränen
» » i cirkel = Berghemsmoränen

Forms with underlined numbers = the terminal drift-complex called "Hallandsmoränen"
Forms with numbers in squares = » » » » » "Göteborgsmoränen"
» » » » circles = » » » » » "Berghemsmoränen"

För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk 20/4 1956

REPRO[illegible] VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB. STOCKHOLM 1956

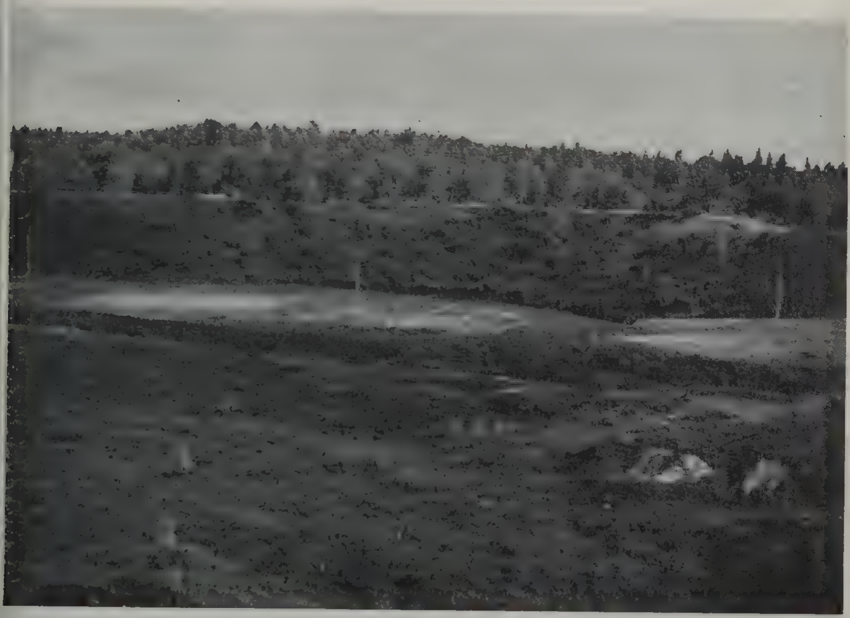


Foto förf.

Fig. 18. Planabraderade, något iskontaktformade issjösediment. Hagdene, Nossadalen (7).
Top-abraded glacial-lake sediments with ice-contact features. Hagdene, Nossan-Valley (7).

till formen helt bestämts av is(forn)sjöarna. En in situ sönderfallande is kan dock knappast ha upptagit Ätradalen. I så fall borde endast smala terrassplan utefter dalsidorna finnas, medan dalens centrala delar skulle sakna dylika avlagringar (jfr Flint 1928 b, 1929, Brown 1930). En mot N vikande islob torde i stället varit utbildad men sannolikt ha tidvis mindre stagnationer inträffat. Då överytorna på sedimenten icke motsvara samma is(forn)sjöstadium, har tydligen recessionen gått relativt långsamt.

Av ungefär likartad beskaffenhet äro issjösedimenten i Nossadalen, N om Borgstena rand- och åskomplex. De äro dock merendels samlade ill korta terrassplan utmed dalsidorna (fig. 18), och i många fall synes skontaktpåverkan, tydande på is i dalen under avsättningen. Senare edabraderat material finns här och var på de centrala bottenpartierna. Sand dominerar men grus och mo förekomma sporadiskt (fig. 19).

Av övriga issjösediment utgöres en grupp av material som avsatts på dalsluttningar. I enstaka fall är det små deltaackumulationer vid mynningar av vanliga bäckar eller utanför rännor från andra issjöar. Materialet är grus-sand. Sådana smådeltan finnas bl. a. vid Bårredsjöns

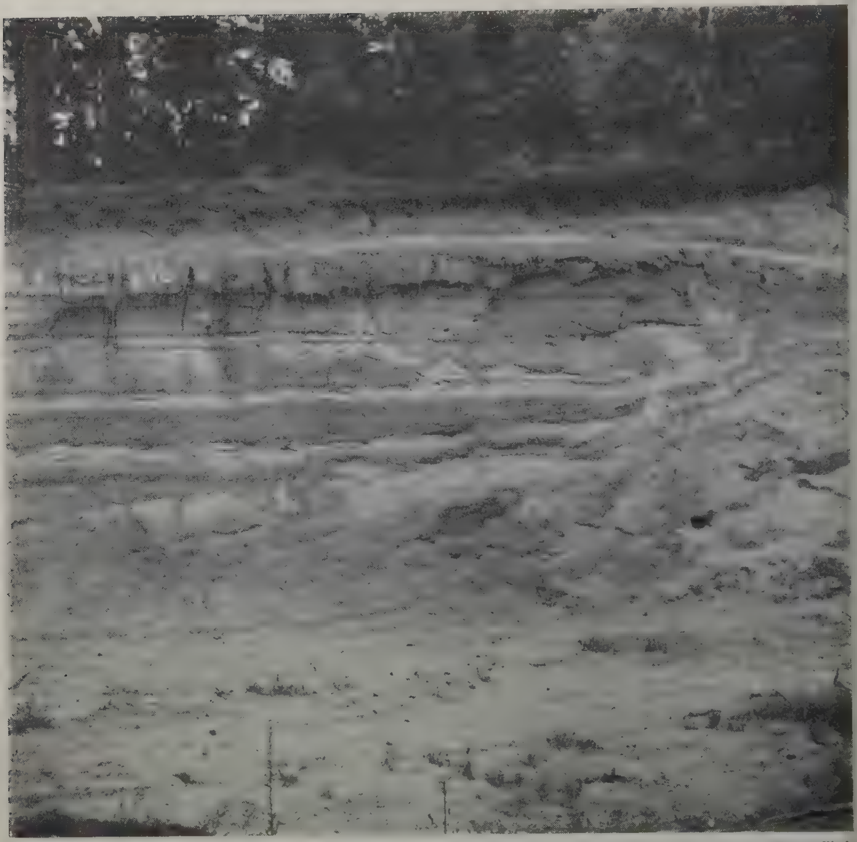


Foto förf.

Fig. 19. Skärning i moiga, något varviga issjösediment. Hagdene, Nossadalen (7).
Section through slightly varved glacial-lake sediments of silt. Hagdene, Nossan-Valley (7).

östsida (39) och vid Backa i Hålsjödalen (38) (Gillberg 1948, s. 458). De flesta sedimenten av denna typ äro emellertid grovt, kvarliggande svallgrus eller nedspolningsackumulationer på olika issjöbottnar. Genom att de senare ofta utbildats i skyddat läge ha de bevarats trots abrasion i lägre issjöar. Troligen förekomma sådana i större mängd än än vad som framgått under fältarbetena. De torde nämligen knappast upptäckas annat än då skärningar finnas, ty synbarligen ha de mycket ringa omfattning i sid- och höjdled (några få m). Stratigrafiskt utmärkas de av en sedimentationsföljd som påvisar negativ strandförskjutning (fig. 20).

Den sista gruppen issjösediment består av typiska bottenfyllnader. Sand synes dominera men grus uppträder vanligen närmast ytan (fig.

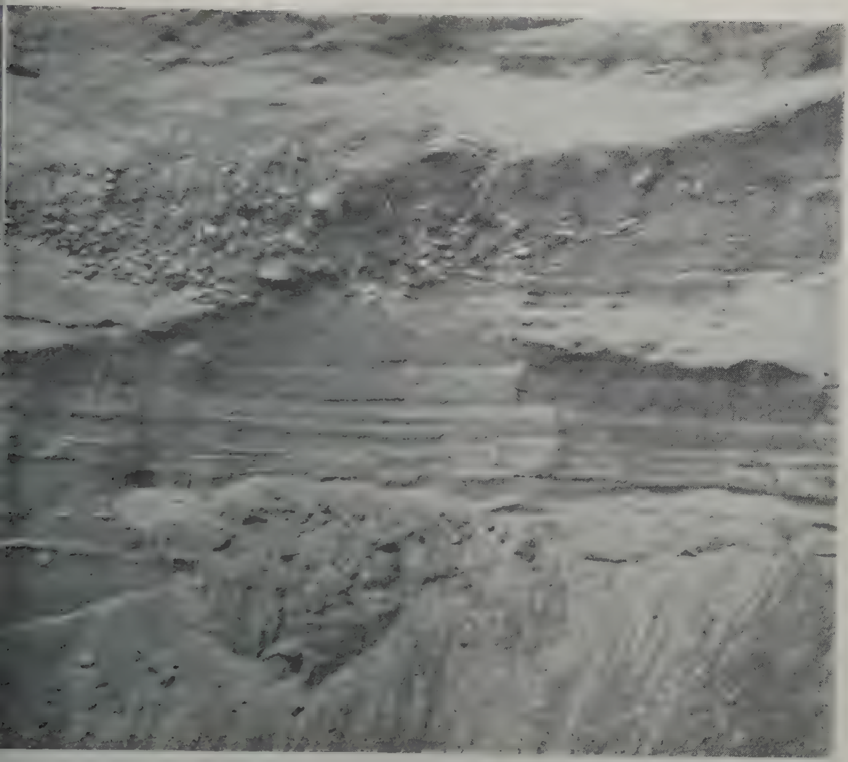


Foto förf.

ig. 20. Skärning i nedspolningssediment. St. Lida (2). Horisontella, något varviga sand-
oskikt överlagras av svagt snedskiktat grovgrus, som i sin tur täcks av skiktad mellan-
sand. Gruslagret är sannolikt avsatt vid en issjötappning.

*ection through glacial-lake sediments, abraded from shore beaches and deposited on a valley
ope. St. Lida (2). Horizontally bedded, slightly varved layers of sand and silt are covered by
ightly inclined beds of gravel. Over the latter horizontal strata of coarser sand have been
ccumulated. The gravel beds have probably been deposited during a final discharge of a temporary glacial lake.*

1). Skärningarna äro dock alltför få och grunda för att kunna visa en
xakt stratigrafi. En horisontal lagring torde vara det normala men även
römskiktning har iakttagits. Både deltaackumulationer och nedabra-
erat material förekommer. Bland de viktigaste bottenplanen må
ämnas Töllsjöplanet (23), Fristad hed (28), Varnumsdalen (29), Viska-
alen S om Borås (35) samt Holsjungaplanet (72).

Någon anledning att närmare redogöra för de ekvivalenta ishavsav-
gringarna finnes icke. Dylika ha dock i Viska-Häggådalen, Storå-
alen N om Lygnern och Sävedalen lika stor omfattning som issjöse-
menten i Ätradalen (geol. kartbl., von Post 1938, Caldenius 1951).
verägande utgöras de av distala isälvsackumulationer. Även i dessa

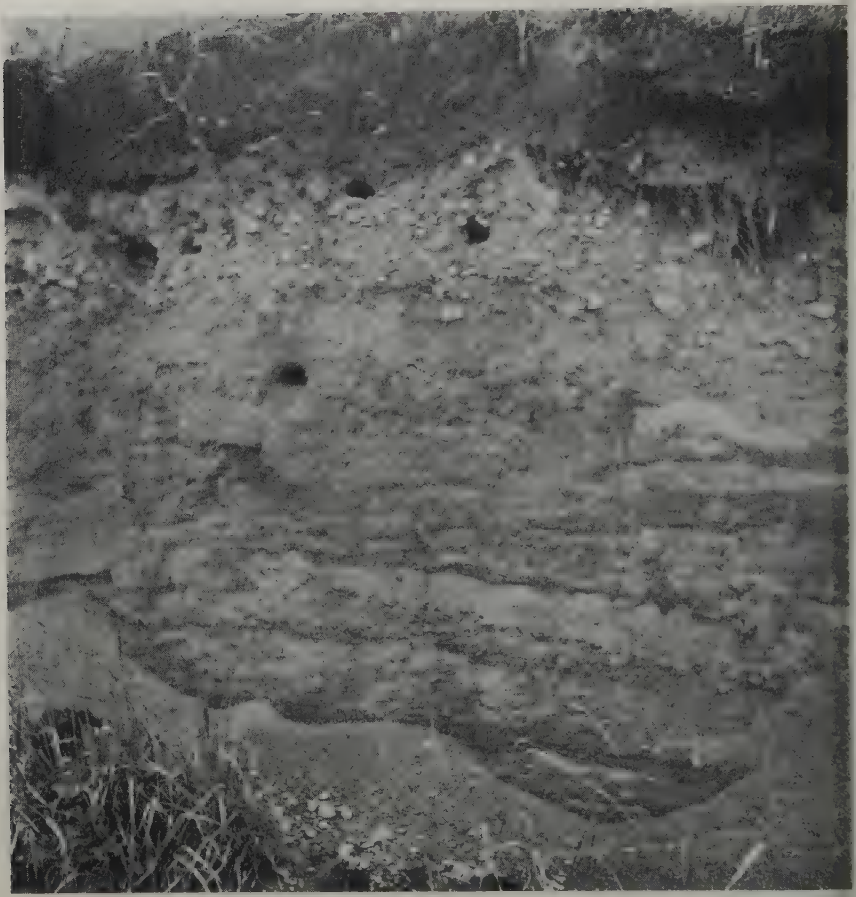


Foto förf.

Fig. 21. Skärning i bottensediment. Kilen, N om Sandhult kyrka (24). Delvis strömskiktad sand med smala grusskikt överlagras av grus och klapper.

Section through glacial lake bottom-sediments. Kilen, N of Sandhult Church (24). Cross-bedded sand with small layers of gravel has beed covered by gravel and wave-rolled pebbles.

dalstråk har sålunda en kontinuerlig recession ägt rum, blott avbruten av tidvis inträffande stagnationer (jfr sid. 204).

Issjösedimenten anses ofta utgöra det bästa kriteriet på issjöarna och deras utbredning men åtminstone inom undersökningsområdet äro issjöarnas erosiva former avgjort mer betydelsefulla (Gillberg 1956). De förras sammansättning och utbredning kunna dock tydliggöra vissa förhållanden i avsmältningen. Avsaknaden av dylika avlagringar inom dalstråkens centrala delar tyder på att dessa varit fyllda av is (jfr

Lundqvist 1942). Förekommande issjöar måste sålunda ha varit marginala. Enligt amerikanska forskare är en sådan utveckling icke förenlig med annat än stagnerad, in situ sönderfallande is (Flint 1928 b, 1929, 1933, Brown 1930, White 1932, Jahns-Willard 1942). Lokala förekomster av utpräglade grundvattenssediment visa emellertid, att de sista issjöstadierna inom vissa dalgångar synas ha varit åtminstone delvis öppna vattenytor.

Sammanfattning

1. Ute på kustslätten bildade isen i stort sett en enhetlig front, och endast lokalt förekom mindre lobering. Efter randläget vid gränsen till höglandsterrängen skedde överallt en uppdelning i skilda dalistungor.

2. I områdets södra och sydvästra dalstråk samt Ätra- och Sävedalen ägde en kontinuerlig men långsam recession rum. Vid flera tillfällen ha på grund av skilda orsaker stagnationer inträffat.

3. Inom större delen av området i övrigt har isen avsmält in situ.

4. Tre klimatiskt betingade randstråk äro utbildade. Av dem är Hallandsmoränen oscillatorisk, Göteborgsmoränen intar en mellanställning, och Berghemsmoränen är en tydlig stagnationslinje.

5. De flesta issjöarna ha varit marginala. Endast de sista stadierna ha i en del fall varit delvis öppna vattenytor.

6. Beträffande ackumulationsförloppet synes mig ett tydligt samband föreligga mellan de olika formerna. I de marginala issjöarna har säkerligen abrasionen genomsnittligt varit betydligt nedsatt. Trots detta äro smala men tydliga terrasser dominerande (Gillberg 1945. 1948, 1956). En relativt betydande mängd abrasionsmaterial borde därför ha bildats, i vilket fall av större omfattning än vad som motsvaras av förekommande nedspolningssediment.[1] Detta strandmaterial måste någonstädes tagit vägen. Följande utveckling synes möjlig. En del av det abraderade materialet avsattes på issjöbottnarna, d. v. s. mot is, eftersom denna utgjorde ena begränsningen. Detta upprepades alltefter som issjöytan sänktes, varvid även tidigare ackumulerat material åter abraderades, omlagrades och nyavsattes. Av dessa successivt bildade sediment kvarligger en del på grund av delvis skyddat läge på ackumulationsplatsen (= nedspolningssedimenten på dalsidorna). Genom att strömningar torde ha varit vanliga i issjöar, lateral dränering allmänt förekommit och ett flertal issjöar haft avlopp eller avtappats subglacialt, bortfördes det mesta abrasionsmaterialet och transporterades

---

[1] I jämförelse därmed ha nedspolningssedimenten i marin terräng mycket stor omfattning trots i många fall lika eller t. o. m. sämre abrasionsförhållanden än under issjötiden von Post 1938, Gillberg 1948).

förr eller senare ned till dalbottnen. Enhetliga bottenälvar utbildades i många fall, och de avsatte grovmaterial utmed dalsidorna (= sidoackumulationer) eller i form av ryggar och kullar (= åsar och kames). Det finare materialet fördes vidare och ackumulerades så småningom efter ytterligare nötning vid isranden (= randdeltan). Under de sista issjöstadierna saknades merendels lateral- och bottenälvar. Det då bildade abrasionsmaterialet sedimenterades därför inom de öppna delarna av issjöarna (= bottenfyllnader).

För denna utveckling synas flera bevis föreligga. Främst tyda issjösedimentens sammansättning och fördelning därpå men även det glacifluviala grovmaterialets koncentrering till det centrala avsmältningsområdet, d. v. s. varifrån transporten fram till randen var för lång, torde därigenom få sin förklaring. I dalstråk, där blott ett fåtal issjöar existerat (t. ex. Ingsjödalen, Lygnerndalens nedre del, Viskadalen S om Berghem), finnas inga eller endast obetydliga randdeltan. Där issjöar uppträtt i stor mängd (t. ex. Viska-Häggådalens övre delar, Surta-Hålsjödalarna, Storådalen), förekomma stora randdeltan.

English summary

The Glaciomorphological Accumulations of the Last Deglaciation in the Western Marginal Zone of the South-Swedish Highlands

Forms of recession

According to their origin, the elements formed during the deglaciation are divided into four groups. The first includes all forms built up during continous recession and it seems that only two types belong to it. One is the typical annual endmoraines but these do not occur in the area investigated. The other is those eskers which consist of annual upstream segments of coarser size, grading downstream into fine sediments. They were formed at the terminus of active ice, where subglacial tunnels discharged into deep standing water. Such »recessional eskers», however, are also unrepresented in the area.

Forms of oscillation and stagnation

These elements may be discussed together as they were frequently built up at the same time and often form marked terminal complexes but, unfortunately, usually cannot be distinguished from each other.

All great endmoraines and all terminal ridges consisting of both till and stratified drift seem to be clear oscillation-forms. This is especially evident, when thrust features occur, such as folding and irregular contortion or other disturbed stratification. Terminal proglacial elements of only stratified drift, i. e. sandurs, terminal transverse outwash-eskers and terminal outwash-deltas, are real stagnation-forms.

In most cases both oscillations and stagnations are regarded as due to climatic fluctuations. Concerning the former, this seems to be a fact when

such forms occur regionally and in great complexes. Locally, however, small oscillations may have occurred through a temporary transport of ice to the terminus owing to great sloping of the substratum, earthquakes or changes of the ice pressure. Even stagnation-forms may have been built up during periods of climatological variations, in reduced or discontinued thinning, but very often topographical circumstances may have created short interruptions in the recession. Especially in valleys, where humps and narrowed sections occur, the balance between the thinning and the calving has often been disturbed and thereby has enforced stagnations of the ice terminus without reduced ablation. These conditions have been most pronounced within the dividing line between sub- and supra-aquatic terrain. Outwash-deltas may also have been built up at the mouth of outlets of glacial lakes.

For an explanation of the real origin of terminal forms and the reactions of the ice during these periods, the law of the proportion of till to stratified drift is of great importance. As more till is generally produced by rapidly flowing but slowly melting ice, great endmoraines have usually been built up only when a temporary equilibrium existed between the thinning and the flow, i. e. during periods of severe climate. When the ablation predominated, but stagnation still occurred, so much meltwater appeared that the terminal forms were almost exclusively built up of stratified drift.

From the point discussed above it is clear that it is often very difficult to connect different forms to great complexes or to find parallels for these over wide regions. If possible, other facts also ought to point in the same direction. From investigations by von Post (1938, 1947, 1952), Florin (1944) and myself (1952, 1956), it is thus obvious, for instance, that periods of severe climate have generally been followed by fluctuations in the land elevation, and if the gradient of the ice surface can be determined during different stages of the deglaciation, the ice terminus can be approximately fixed.

The terminal elements in the area investigated are almost all submarine. Three marked complexes, dependent on climatic variations, can be distinguished. The southern one — the so called »Hallandsmoränen» — is situated on the coastal plain of Halland and consists almost entirely of endmoraines, while stratified drift is not so common. Lying without connection with bedrock the endmoraines are usually straight but when they are connected with projecting rocks or lie in valleys they are lobated. Accordingly, the ice ended with a relatively straight terminus on the whole but to some extent its position was determined by the terrain.

The second terminal complex is the important so called »Göteborgsmoränen». Usually its different forms occur in the parts of the highland-valleys where these widen into the coastal plain. Its position is accordingly determined by the terrain but indubitably the whole complex was built up during a period of great stagnation and also oscillation. In other words, the ice terminus was divided into different lobes in each valley. In the complex real endmoraines occur but also real outwash-deltas, and ridges made up of both till and stratified drift. Thrust features of different kinds and extent are very common, and almost all parts consist of more than one form, for exampe, centrally an outwash-delta, distally or proximally one or several endmoraines.

The third complex, the so called »Berghemsmoränen», consists almost competely of outwash-deltas. Only at Berghem are there also endmoraines and furthermore till has been ridged up on the top of the delta. This stagnation-phase also owed its existence to climatological conditions but the position of the forms is exclusively due to terrain conditions.

In addition to these terminal complexes other large outwash-deltas occur between »Göteborgsmoränen» and »Berghemsmoränen» and north of the latter. Especially in the innermost parts of the ancient fiords such forms of large extension have accumulated. All these deltas have been formed as a result of terrain conditions, and the stagnations accordingly do not owe their existence to discontinued thinning.

The supramarine terminal forms are few and they all lie in the northern region. Three outwash-deltas of the last-mentioned type (accumulated in glacial lakes) and some short and low endmoraines are found. Some of the latter are typical depositional forms but in some thrust features appear and they also consist of stratified drift.

Most of the deltas are accordingly submarine and they are always built up to the Marine Limit. The proximal part of the planes generally lies only one or two metres below this shore line. Almost all deltas have a well-developed distal slope while the proximal side is usually more divergent. These deltas, which lie on the coastal plain or in the middle of valleys, have steep proximal slopes; those which lie in the northern ends of the ancient fiords either continue directly in the extension of the valleys or have feeding eskers or kames at the proximal side. The planes are usually abraded, the supramarine deltas only having preserved an accumulation-surface. The topset beds have therefore generally been redeposited wave-rolled gravel.

The chief constituents of the material of the deltas are mostly sand and silt, while there are fewer gravel and pebbles than elsewhere. On that account and owing to the great number of deltas, it seems that a good deal of the material is of another origin than directly form the ice débris. It is clearly long-distanced and more abraded and probably derived partly from the shore planes of the glacial lakes. The latter were mostly marginal but real shore lines have developed all over. The abraded material has, however, very seldom been deposited as glacial-lake sediments. So it seems possible that this material has, instead, been removed by the subglacial discharges and then carried onwards to the ice terminus by subglacial streams. Therefore, when stagnation occurred, large outwash-deltas were invariably formed.

Forms built up during deglaciation in situ

In situ-forms are all elements accumulated in or along more or less stagnant ice. They are ablation moraine, kames, kame terraces and most eskers.

Because of the thinning, till successively came up to the ice surface. This till is mostly secondary and then has formed the superglacial till. Sometimes, however, this till has fallen into open crevasses and after the final dissolution of the ice it then formed irregular hills and ridges. This hummocky moraine mostly consists of coarse rock fragments, while the fine material has usually been washed away by meltwater. Often only boulders and pebbles are present. In many cases stratified drift has been deposited in the crevasses and has then been covered with coarser till.

On the whole, hummocky moraine is relatively rare in the area. Regionally it occurs in the central part, locally on gentle valley slopes or in small valley depressions on the plateaus. Usually irregular hills are developed but at Tokatorp parallel ridges occur. Probably these have accumulated at the ice terminus.

Such hummocky moraine, which also consists of stratified drift, approximates to real kames. Like the former, the latter are also rather irregular, though conical hills predominate over ridges. They have also been deposited in crevasses or in closed cavities in stagnant or nearly stagnant ice. The stratified drift is here the chief constituent but often it is not so well-bedded and well-sorted as in eskers. Further, superglacial till sometimes occurs on the surface. The stratification is always very heterogenous.

As to the eskers, the »recessional» form has already been discussed. For the formation of all other types stagnant ice is probably necessary. The most common form seems to have been deposited in subglacial tunnels. Very often, therefore, superglacial till, or only boulders, are to be found on the sides. A special variant is the subglacially engorged esker. It is met with on valley slopes and almost always immediately below marginal drainage channels. According to another hypothesis, eskers have also been deposited in superglacial stream valleys or in open crevasses. The real accumulation is the active phase. After the dissolution of the ice, the passive one began, during which both the form and the strafication changed through collapsing processes. What is most characteristic of this esker is the presence of secondary features.

Except in connection with terminal outwash-deltas, neither kames nor eskers are common in the area. Like the hummocky moraine they are almost all situated in the central parts. Only a few real kame-complexes occur, but usually a few hills and ridges are developed. It is, however, often difficult to decide clearly if they are kames or short eskers. The stratification is generally variable and superglacial till is often found on the surface. If they are eskers, they have therefore probably been deposited in subglacial tunnels.

Of the definite eskers the majority are situated in the northern region. Among other important instances of these forms, the esker at Skephult and the esker ridges at Finnekumla and Skottek must be mentioned. The first, which lies immediately below an outlet of temporary glacial lakes, is partly subglacial, partly a crevasse filling. The others are subglacially engorged eskers; at Skottek partially covered with superglacial till.

Stratified drift also occurs along valley slopes and usually on or near the valley floors. Generally no distinct form is developed, but these accumulations constitute parts of the valley sides. In a few cases they have a clear surface and are like eskers, or the top is a clear terrace with a flat gradient. The stratification is always very heterogenous and layers of silt, sand, gravel and pebbles alternate, very often both in a horizontal and vertical direction. Unsorted material is also found. Sometimes superglacial till occurs on the top or on the sides.

Of these lateral forms one (at Kungsäter) is a distinct kame terrace, lying proximally to a terminal outwash-delta. The others must be characterized as subglacial, marginal accumulations. Most of the material probably comes from the beaches of the glacial lakes. These marginal forms as well as the kames and the eskers are, in other words, the first and most proximal accumulations of the subglacial streams, while the large terminal outwash-deltas are the latest and most distal deposits.

Glacial-lake deposits

The material given here does not include all sediments accumulated in glacial lakes, but only those that derive their general form from the glacial lakes themselves.

Two types can be distinguished. The first one consists of sediments which have been deposited in glacial lakes through running water. According to the abovementioned definition, the proximal glacial accumulations whose form and position have been determined by the ice terminus are not included. Only the distal glacial sediments are therefore in this group. They are generally spread out over large areas but in valleys they often lie along the valley sides only. Sometimes the primary accumulation-plane is preserved but usually the surface is abraded.

The other group of glacial-lake deposits are those sediments which have been formed through the morphological effect of the abrasion. This is partly wave-rolled gravel, which now remains on the shore lines, partly material which has been carried away by the waves and currents and has accumulated on the then existing floors of glacial lakes. If the latter were marginal, it is possible for such material to have been deposited on the valley slopes. When open water existed, it has mostly accumulated on the valleys floors.

There are many types of stratification. In the delta-like sediments, both inclined bedding and cross-bedding alternate with more horizontal layers. Glacial deposits overlying each other are usually of finer grain-size towards the surface, while the sedimentation occurred at an increasingly longer distance from the ice terminus. In the abraded and redeposited material the reverse is the case and sediments of coarser grain-size overlies finer bottom-sediments owing to accumulation in gradially shallower water.

The glacial-lake sediments are very unevenly distributed in the area. Except in the valleys of the Ätran and Nossan they have accordingly no great extension. In the former regions they consist of distally stratified material (mostly sand, only locally varved clays) and usually appear as broad top-abraded planes along the valley sides. Lower terraces are eroded by rivers. The other instances are generally of the redeposited type. Some of the bottom-sediments are relatively broad planes, the rest having almost always very small extent.

It seems that this distribution, form and occurrence of the glacial-lake deposits — notwithstanding the existence of a great number of such lakes — clearly confirm the above discussed conclusion about the transportation and accumulation of the débris. Hence most of the abraded material has been washed away subglacially.

General conclusions due to the glaciomorphological forms

On the coastal plain a uniform ice terminus was, on the whole, developed, lobations occurring only locally. At this time, during which the outer drift-complex was built out, the ice front was active and oscillations came about. When the recession reached the transition zone between the coastal plain and the highlands, a new stagnation-phase set in. The ice front was partly active, partly passive. The drift-complex therefore consists of both oscillation- and stagnation-forms. The ice cap was completely divided into different valley glaciers.

In all south-southwesterly valleys and the western and eastern delimiting valleys a successive but slow recession occurred. At different times and due to different causes, shorter or longer stagnations appeared. One of these was due to climatological condition. The ice terminus was nearly passive, so almost all accumulations consist of stratified drift in the form of outwash-deltas. During the recession large quantities of distal glacial sediments were deposited in the then existing sea and glacial lakes.

In the rest of the highlands, the ice cap was, on the other hands, stagnant or nearly stagnant and a dissolution in situ occurred by thinning. During the whole of that time, however, slow movements occurred due to the steep gradient of the substratum. Truly dynamically dead ice has therefore been formed only locally.

Litteraturförteckning

AJS = American Journal of Science, New Haven
BGA = Bulletin of the Geological Society of America, Washington
GA = Geografiska Annaler, Stockholm
GFF = Geologiska Föreningens Förhandlingar, Stockholm
GR = The Geographical Review, New York
JG = Journal of Geology, Chicago
SGU = Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm
ZG = Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin

Ahlmann, H., W:son, 1912: Valle Härad, a kame-area in Vestergötland, Schweden. — ZG VI.

— 1916: Die fenno-skandischen Endmoränenzüge auf und neben dem Billingen in Vester-Götland, Schweden. — ZG X.

— 1933: kap. Glaciology i Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931. — GA XV.

— 1935 a: The Fourteenth of July Glacier. — GA XVII.

— 1935 b: Kvartärgeologiska anteckningar till en exkursion genom Jylland. — GFF 57.

— 1937: Vatnajökull in Relation to other present day Iceland Glaciers. — GA XIX.

— 1938: Über das Entstehen von Toteis. — GFF 60.

— 1939: The Regime of Hoffellsjökull. — GA XXI.

— 1940: The Styggedal Glacier in Jotunheim, Norway. — GA XXII.

— 1942: Diskussionsinlägg den 5/2 1942. — GFF 64.

— 1944: Nutidens Antarktis och istidens Skandinavien. — GFF 66.

— 1948: Glaciological Research on the North Atlantic Coasts. — The Royal Geogr. Soc., Res. Ser. 1, London.

Alden, W. C., 1924: The physical features of central Massachusetts. — U. S. Geol. Survey Bull. 760, Washington.

Bergsten, K. E., 1943: Isälvsfält kring norra Vättern. — Med. Lunds Geogr. inst. Avh. 7, Lund.

Björnsson, S., 1942: Randdeltat vid Malexander. En isälvsbildning vid Sommen. — Svensk Geogr. Årsb. 18, Lund.

Björsjö, N., 1949: Israndstudier i södra Bohuslän. — SGU, C 504.

Blomberg, A., 1883: Beskrifning till kartbladet Kungsbacka. — SGU, Ab 10.

— 1883: Beskrifning till kartbladet Nissafors. — SGU Ab 6.

— 1905: Beskrifning till kartbladet Vadstena. — SGU, Aa 130.

Brenner, T. — Tanner, V., 1930: Södra Salpausselkäs byggnad i järnvägsskärningen för Lahti-Heinola-banan. — Fennia 52, Helsingfors.

Brown, T., 1930: Evidence of stagnation during deglaciation of the Nashua Valley. — AJS 19.

— 1931: Kames and kame terraces of Central Massachusetts. — BGA 42.

— 1933: The Waning of the last ice sheet in Central Massachusetts. — JG 41.

on Bülow, K., 1927: Die Rolle der Todeisbildung beim letzen Eisrückzug in Norddeutschland. — Zeitschr. deutsche geol. Ges. Monatsber. 79, Berlin.

Bärtling, R., 1905: Der Os am Neuenkirchener See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Landesgrenze. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. 26, Berlin.

Caldenius, C., 1942: Gotiglaciala israndsstadier och jökelbäddar i Halland. — GFF 64.

— 1950: Om Västkustens randåsar och anslutande bildningar. — GFF 72.

— 1951: Några geokronologiska profiler i Viskadalen. — GFF 73.

Chamberlin, T. C., 1894: Proposed Genetic Classification of pleistocene glacial Formations. — JG 2.

Cook, J. H., 1946: Kame-Complexes and Perforation Deposits. — AJS 244.

Cooper, W. S., 1937: The problem of Glacier Bay, Alaska. — GR 27.

Crosby, W. O., 1902: The Origin of eskers. — Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 30, Boston.

Davis, W. M., 1890: Structure and origin of glacial sand plains. — BGA 1.

— 1892: The subglacial origin of certain eskers. — Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 25, Boston.

De Geer, G., 1893: Beskrifning till geologisk jordartskarta öfver Hallands län. — SGU, C 131.

— 1897: Om rullstensåsarnas bildningssätt. — GFF 19.

— 1909: Dal's Ed. Some stationary Ice-border of the last Glaciation. — GFF 31.

— 1910: Södra Sverige i senglacial tid. Översiktskarta. — SGU, Ba 8.

— 1913: Den gotiglaciala isrecessionen inom västra Sverige. — GFF 35.

— 1919: Om moränmaterial i sekundärt läge. — GFF 41.

— 1940: Geochronologica Suecica Principles. — K. V. A. Handl. 18: 6, Stockholm.

Demorest, M., 1937: Glaciation of the upper Nugssuak Peninsula, West Greenland. — ZG XV.

— 1942: Glacier Regimens and ice movements within glaciers. — AJS 240.

— 1943: Ice sheets. — BGA 54.

Engell, M. C., 1910: Über die Entstehung der Eisberge. — ZG V.

von Engeln, O. D., 1911: Phenomena associated with Glacier Drainage and Wastage, with especial Reference to Observations in the Yakutat Bay Region, Alaska. — ZG VI.

— 1918: Transportation of débris by icebergs. — JG 26.

Fairchild, H. L., 1923: The Pinnacle Hills of the Rochester Kame-Moraine. — Proc. Rochester Acad. of Sc. 6, Rochester.

— 1926: The Mendon Kame Area. — Proc. Rochester Acad. of Sc. 7, Rochester.

Flint, R. F., 1928 a: Eskers and crevasse fillings. — AJS 15.

— 1928 b: Pleistocene Terraces of the Lower Connecticut Valley. — BGA 39.

— 1929: The stagnation and dissipation of the last ice sheet. — GR 19.

— 1930 a: The classification of glacial deposits. — AJS 111.

— 1930 b: The origin of the Irish »Eskers». — GR 20.

— 1930 c: The glacial geology of Connecticut. — Connecticut Geol. and Nat. Hist. Survey Bull. 47, New Haven.

— 1933: Late-Pleistocene Sequence in the Connecticut Valley. — BGA 44.

— 1941: End moraines of ice sheets. — ZG XXVII.

— 1942: Glacier thinning inferred from geologic data. — AJS 240.

— 1947: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. — New York.

Florin, S., 1944: Havsstrandens förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. — GFF 66.

Fries, J. O., 1866: Några ord till upplysning om bladet »Wårgårda». — SGU, Aa 20.

— 1867: Några ord till upplysning om bladet »Sämsholm». — SGU, Aa 25.

— 1870: Några ord till upplysning om bladet »Wiskafors». — SGU, Aa 41.

Frödin, G., 1913: Bidrag till Västra Jämtlands senglaciala geologi. — SGU, C 246.

Frödin, J., 1914: Geografiska studier i Stora Lule älvs källområde. — SGU, C 257.

Fuller, M. L., 1914: The geology of Long Island, New York. — U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 82, Washington.

Gavelin, A., 1910: De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. — SGU, Ca 7.

Geikie, J., 1874: The Great Ice Age. — London.

Gilbert, G. K., 1885: The Topographic Features of Lake Shores. — U. S. Geol. Survey, Fifth Ann. Rep., Washington.

Gillberg, G., 1945: Issjöar och isavsmältning i Frisjödalen och närbelägna trakter i sydvästra Västergötland. — GFF 67.

— 1948: Den glaciala premarina utvecklingen inom den senkvartära Viskafjordens sidodalar. — GFF 70.

— 1952: Marina gränsen i västra Sverige. — GFF 74.

Gillberg, G., 1955: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon I. Glacialerosion och moränackumulation. — GFF 77.
— 1956: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon III. Issjöar och isavsmältning. — Under tryckning i GFF.
Goldthwait, J. W., 1938: The uncovering of New Hampshire by the last ice sheet. — AJS 36.
Granlund, E., 1943: Beskrivning till jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. — SGU, Ca 26.
Gripp, K., 1938: Endmoränen. — 15:e Intern. Geogr. Congr., Comptes Rendu 2, Amsterdam.
Halden, B. E., 1923: Svenska jordarter. — Stockholm.
— 1925: De isdämda sjöarna i Sverige. En översikt av föreliggande undersökningar. — Ymer 45, Stockholm.
— 1942: Några glacifluviala åstyper. — GFF 64.
Harder, P., 1908: En østjydsk Israndslinje og deres Indflytelse paa Vandløbene. — Dansk Geol. Unders. II: 19., Köpenhamn.
Hausen, H., 1914: Några supraakvatiskt bildade åstyper i mellersta Estland. — GFF 35.
Hershey, O. H., 1897: Eskers indicating stages of glacial recession in the Kansan epoch in northern Illinois. — Am. Geologist 19, Minneapolis.
Holmsen, G., 1923: Hvordan Norges Jord blev til. — Norges Geol. Unders. 73, Kristiania.
Holst, N. O., 1876: Om de glaciala rullstensåsarne. — GFF 3.
Holtedahl, O., 1924: Studier over Isrand-Terrassene syd for de store østlandske Sjøer. — Norges Videns. Skr. I, Mat-Nat. Kl. 14, Oslo.
Högbom, A. G., 1906: Norrland. — Uppsala.
Hörner, N., 1927: Brattforsheden. Ett värmländskt randdeltakomplex och dess dyner. — SGU, C 342.
Jahns, R. H. — Willard, M. E., 1942: Late Pleistocene and Recent Deposits in the Connecticut Valley, Massachusetts, — AJS 240.
Johnson, D., 1941: Normal ice retreat or down-wasting. — Journ. of Geomorph. 4, New York.
Karlsson, V., 1870: Några ord till upplysning om bladet »Svenljunga». — SGU, Aa 33.
von Klebelsberg, R., 1912: Totes Gletschereis als Bestandteil der Moränenlandschaft. — ZG VI.
— 1939: Die Zusammensetzung der Talgletscher. — ZG XXVI.
Korn, J., 1913: Der Buk-Moschiner Os und die Landschaftsformen der West-Posener Hochfläche, nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken (Drumlins) und Oser. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. 34, Berlin.
Lindström, A., 1883: Beskrifning till kartbladet Borås. — SGU, Ab 7.
Lundqvist, G., 1935: Isavsmältningen inom Bergslagen. — GFF 57.
— 1940: Bergslagens minerogena jordarter. — SGU, C 433.
— 1943: Norrlands jordarter. — SGU, C 457.
— 1951: Beskrivning till jordartskarta över Kopparbergs län. — SGU, Ca 21.
Mannerfelt, C., 1945: Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningsmekanik i svensk och norsk fjällterräng. — GA XXVII.
Milthers, K., 1935: Landskabets Udformning mellem Alheden og Limfjorden. — Dansk Geol. Unders. II: 56, Köpenhamn.
Munthe, H., 1906 a: Beskrifning till kartbladet Falköping. — SGU, Aa 120.
— 1906 b: Beskrifning till kartbladet Tidaholm. — SGU, Aa 125.
— 1910: Studies in the Late-Quaternary History of Southern Sweden. — GFF 32.
— 1924: Göteborgstraktens geologi. — Göteborg.
— m. fl. 1928: Beskrivning till kartbladet Skövde. — SGU, Aa 121.
Nelson, H., 1910: Om randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. — SGU, C 220.
Nilsson, E., 1953: Om södra Sveriges senkvartära historia. — GFF 75.
Okko, V., 1945: Untersuchungen über den Mikkeli-Os. — Fennia 69, Helsingfors.
Penck, A. — Brückner, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig.
Philipp, H., 1912: Über ein rezenter alpines Os. — Zeitschr. deut. geol. Ges. 64, Berlin.
von Post, L., 1938: Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. — GFF 60.
— 1947: Hallands marina fornstränder. α och ω vid Nordens senkvartära nivåförändringar. GFF 69.
1948: Övre Klarälvens fornfjord. — GFF 70.

Priehäusser, G., 1939: Eiszeitliche Toteisbildungen im Bayrischen Wald. — ZG XXVI.

Rich, J. L., 1935: Glacial geology of the Catskills. — New York State Mus. Bull. 299, Albany.

Sandler, K., 1917: Studier öfver randdeltan i norra Ångermanland. — GFF 39.

Sauramo, M., 1923: Studies on the quaternary varve sediments in Southern Finland. — Bull. Comm. Géol. de Finl. 60, Helsingfors.

— 1931: Zur Frage des inneren Baus des Salpausselkä in Finnland. — ZG XIX.

Schott, C., 1933: Zur Formengestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands. — ZG XXI.

Shaler, N. S., 1884: On the origin of kames. — Boston Soc. Nat. Hist. Proc. 23, Boston.

Sjögren, O., 1909: Geografiska och glacialgeologiska studier vid Torneträsk. — SGU, C 219.

Sproule, J. C., 1939: The pleistocene geology of the Cree Lake Region, Saskatchewan. — Royal Soc. Canada, Transact. 3: 33, Quebec.

Strandmark, P. W., 1885: Om Rullstensbildningarne och sättet, hvarpå de blifvit danade. — Redog. H. A. L. i Helsingborg 1884—85, Hälsingborg.

Sundius, N., 1922: Om de glacifluviala avlagringarna i Grythyttetrakten. — SGU, C 308.

Svedmark, K., 1893: Beskrifning till kartbladet Varberg. — SGU, Ab 13.

Tanner, V., 1915: Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar III. — Bull. Comm. Géol. de Finl. 38, Helsingfors.

— 1928: The problems of an esker I. Kollaz' jokk' gaecce in Petsamo, Lapland. — Fennia 50, Helsingfors.

— 1933: On the nature of the Salpausselkä ridges in Finland. — Fennia 58, Helsingfors.

— 1934: The problems of the eskers IV. The glacio-fluvial formations of the Rasse muetke valleys, Petsamo, Lapland. — Fennia 58, Helsingfors.

— 1937: The problems of an esker V. The Tälisvuom' puoltska esker in Enontekis' Lapmark. — Fennia 63, Helsingfors.

Tarr, R. S., 1908: Some phenomena of the glacier margins in the Yakutat Bay Region, Alaska. — ZG III.

— 1909: The Yakutat Bay Region, Alaska. — U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 64, Washington.

— 1912: Glaciers and glaciation in Alaska. — Ann. Assoc. Am. geogr. 2, New York.

Thorarinsson, S., 1937: Preliminary account of the oscillations of the Hoffellsjökull. — GA XIX.

— 1938: Über anomale Gletscherschwankungen. — GFF 60.

— 1939 a: Hoffellsjökull, its movements and drainage. — GA XXI.

— 1939 b: The ice-dammed lakes of Iceland with particular reference to their values as indicators of glacier oscillations. — GA XXI.

— 1943: Oscillations of the Iceland glaciers in the last 250 years. — GA XXV.

Thwaites, F. T., 1926: The origin and significance of pitted outwash. — JG 34.

Todtmann, E. M., 1932: Endmoränenbildungen in Spitzbergen und ihre Bedeutung für die Formen der diluvialen Endmoränen. — Jahresber. und Mitteil. Oberrhein. geol. Ver., Stuttgart.

Törnebohm, A. E., 1866: Några ord till upplysning om bladet »Ulricehamn». — SGU, Aa 21.

Wennberg, G., 1949: Differentialrörelser i inlandsisen. Sista istiden i Danmark, Skåne och Östersjön. — Med. Lunds Univ. geol.-min. inst. 114, Lund.

Wenner, C.-G., 1951: Fjärås bräcka. — SGU, C. 519.

White, G., 1932: An area of glacial stagnation in Ohio. — JG 40.

Visser, P. C., 1928: Von den Gletschern am obersten Indus. — ZG XVI.

Woldstedt, P., 1923: Studien an Rinnen und Sandurflächen in Norddeutschland. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. 42, Berlin.

— 1929: Das Eiszeitalter. — Stuttgart.

— 1938: Über Vorstoss- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. — Geol. Rundschau 29, Berlin.

— 1939: Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. 58, Berlin.

— 1950: Norddeutschland und angrenzenden Gebiete im Eiszeitalter. — Stuttgart.

The Content of Chromium and Nickel in the Caledonian Ultrabasic Rocks of Sweden

By

TORSTEN DU RIETZ

Introduction

More than twenty years ago the author made a study of peridotites, serpentinites, and soapstones in northern Sweden, and the following is a short summary of my findings.

The rocks occur as lens-shaped bodies which are generally less than one kilometre in length. Larger bodies may be irregular or tabular. The largest known occurrence, Rautats, is about nine kilometres in length. The ultrabasic rocks are conformable to the folding of the surrounding sedimentary rocks, which are of lower Ordovician or Cambrian age. In a few instances peridotites have been seen in contact with late Ordovician or Silurian sedimentary rocks, but that is due to isoclinal folding with a tectonic intrusion of the stiff ultrabasic bodies, or to the fact that the rocks appear as weathered serpentinites or serpentine conglomerates in somewhat later rocks.

The ultramafics took part in the Caledonian folding[1] and thus the olivine grains were generally more or less granulated, while pyroxenes, when present, may be intact (cf. photos from Handöl of weak cataclase with beginning granulation of the olivines in the earlier description, p. 205).

The primary rocks are of a dunitic type with transitions to saxonites harzburgites) with a small content of orthorhombic pyroxene. In a ew instances ultramafics with a high content of monoclinic pyroxene have been observed.

The magnesium content of the rocks is high and aluminium is almost bsent. The olivine generally averages 8 mol. % of Fe_2SiO_4 and the roportions of MgO to FeO in the enstatites are similar. The peridotites ave small, accessory grains of chromiferous magnetite, which someimes have a core of chromite or picotite. In some peridotites veins, lusters or steeply dipping dikes of chromite occur. This chromite ontains alumina and much less iron than the scattered grains of the hromiferous magnetite in the rocks, which have very little aluminium.

---

[1] The rocks belong to the orogenic peridotite intrusions (cf. H. H. Hess, 9).

The rocks are seldom quite fresh and the proportion of serpentinization ranges from none to complete alteration. The serpentinization took place in at least three different epochs, viz. during the intrusion, during the folding,[1] and during the regional or granitic metamorphism. The original serpentinization is generally scarce, composed of microscopic veins of mesh-structure serpentine (at the borders of the olivine grains or in cracks through larger grains) with laths of chrysotile fibres perpendicular to the direction of the veins. The centre of the peridotite is generally less serpentinized than the borders. The strongest alteration occurred during the general metamorphism of the region, beginning with serpentinization and followed by the chrystallization of tremolite or actinolite. This phase may have been followed by some alteration of the magnesium-bearing minerals into serpentine and chlorite rich in magnesium. The magnetite or chromite was often surrounded by a corona of secondary chlorite, sometimes kämmereritic, around the ore mineral.

The formation of soapstone is connected with the highest degree of the metamorphism, viz. the granitization of the region. Besides talc, other prominent minerals of this transformation are actinolite (tremolite), magnesite (breunnerite or ankerite), chlorite (penninite or clinochlorite), and, to a lesser degree, serpentine. Amphibole was the mineral first formed during this transformation. In the reaction between the peridotite and the surrounding phyllite or schist under the influence of pneumatolytic hydrothermal solutions a zoning often occurred. At the border of the surrounding rock biotite was generally formed first, while actinolite or tremolite was formed at the border of the peridotite. During the further transformation chlorite, carbonates, and talc were formed; chlorite chiefly out of biotite (and sometimes partly out of garnet) and talc out of the magnesian minerals. The carbonates occur more irregularly at or within the ultramafic. Most of the serpentine present seems to be the product of an earlier alteration. The formation of asbestos is also due to the granitization activity.

Another type of alteration is the transformation of earlier mesh-structure serpentine into large fibres of antigorite due to stress. This is partly a rather late alteration. A late alteration is also the formation of some magnesite when the rocks were subjected to thrusting.

The peridotites seem to have been intruded as solidified or almost solidified rocks, for the contact effect of the ultramafics on the surrounding rocks is quite lacking. The common crushing of the olivine grains may also be due to the intrusion of a solidified rock or a crystal mush. The isolated occurrences of dunites in the Swedish Caledonian show that the differentiation toward ultrabasic rocks did not occur where the dunites are now found but in some other, lower, section of the earth's crust.

---

[1] In some parts of the Caledonian range peridotites, by denudation, came to the surface and were weathered during the Ordovician. Peridotite conglomerates thus contain already serpentinized boulders (cf. Kulling, 16). These parts of the Caledonian, where the peridotites were at or close to the surface during the Ordovician, have more serpentinized rocks than the other regions.

During World War II the Boliden Mining Company made a large inventory of scarce metals in our country. Thousands of analyses were made at that time and a special search was made for nickel and chromium. The present author took part in this investigation and was particularly engaged in the examination of the ultrabasic rocks of the Caledonian region (the western mountain range). As the rocks examined and the chemical analyses made are too numerous for all of them to be dealt with in this paper, certain localities of ultrabasic rocks well known to the author will be described here. Besides Ni and Cr other elements were often determined, particularly iron, and in many instances scarce elements typical for ultrabasic rocks, such as cobalt and platinum. The last-mentioned element was only found in traces or is quite absent.

Among the persons who have made some investigations or with whom the author has discussed certain matters I must especially mention S. Bergenfeldt, O. Brotzen, A. Danielsson, E. Grip, G. Kihlstedt, H. Ornstein and W. Uytenbogaardt, to all of whom I wish to express my gratitude.

For kind permission to publish this report the author desires to convey his thanks to Mr S. Schwartz, the President of the Boliden Company, and to Mr B. Norén, General Manager of the Company.

General Description

Ultrabasic rocks were sampled from the outcrops with a few specinens from smaller outcrops and several from larger occurrences, in ome instances systematically all over the area, e.g. at Rautats in ämtland. The specimens were crushed and chemically analyzed at he Boliden Laboratories. In all instances Cr_2O_3 and Ni were deternined and often also FeO souble in HCl, and Co. Other elements deternined were e.g. S, Pt, and As. In many instances qualitative spectroraphical determinations were made. In the case of many large occurences complete analyses of the rocks were made, and in some ocalities oncentrations of Cr_2O_3 or Ni of the rocks were made by way of gravitaive or magnetic concentration, and by flotation. All the accessory hromiferous magnetite was removed from rock specimens by magnetitic concentration, and only in very few instances was a scanty remainder of non-magnetic chromite from the cores of the Cr-magnetite found to be left behind, when the ore minerals were finely chrushed. This is not applicable to the minerals of the chromite dikes or veins, which generally are non-magnetic.

The average content of Cr_2O_3 in the peridotites or serpentinites is 0.4 %. If there are schlieren or veins of chromite in the rocks, a sampling of the rock gives higher values of chromium, as experienced in many instances. In the case of soapstone or other metasomatically much altered rocks, the average content of chromium is less than in unaltered rocks. The difference between the Cr content of pure dunitic rocks and completely serpentinized rocks is insignificant. The average content of unaltered peridotite is slightly above 0.4 % and that of serpentinite a little below. The average content of FeO soluble in acid is 4.3 % in the rocks. This gives the average content of iron in the magnetite of the rock, as the olivine and the serpentine are not soluble in HCl. The average content of iron in the serpentinites is somewhat higher than in the fresh peridotite, due to the secondary precipitation of some iron oxides during the serpentinization. The proportion of the contents of Cr_2O_3 and FeO (about 1 : 10) in the rocks is similar to the average proportion of the same elements in the enrichment of chromiferous magnetite obtained by concentration of the mineral, which was to be expected. The proportion of these elements is thus quite different to what it is in chromite dikes, where the content of Cr_2O_3 is about double that of FeO ($FeO + Fe_2O_3$).

The content of nickel in the ultrabasic rocks is of the same order of magnitude as of chromium, generally being 0.20—0.25 %, though the proportion varies somewhat more in different occurrences than the chromium content of the rocks. There are no local concentrations of nickel in the rocks as there are of the chrome ores. The nickel content of the rocks is generally not visible to the naked eye as it is quite dispersed in the rocks. Nickel has a great affinity for sulphur and may be contained in sulphides when S is present in the rock. When the peridotite is quite fresh, however, it generally contains very little or no sulphur at all, and in the last case almost all of the nickel is contained in the silicates.[1] The sulphide grains, when present, are generally very minute in size and may not be discerned without large magnification. Fresh peridotites may have a very small proportion of Ni-bearing sulphides of a size of scarcely 0.01 mm. Most of the nickel is contained in the silicates, mainly in the olivine. In only two instances has the author found nickel as metal or iron-nickel alloy.

---

[1] Cf. e.g. N. Sundius (34) or H. D. B. Wilson (41).

When the rock is serpentinized the content of sulphur of the rock increases and more and more Ni is contained in sulphide minerals. The sulphide grains may even be detected by the naked eye. Analyses have shown that in some cases most of the nickel is contained in sulphides. The most common sulphides are pentlandite and heazlewoodite, Ni_3S_2. Pyrite may also be common in some rocks. These minerals have been recognized in X-ray photographs. Other sulphide grains recognized in various polished sections are pyrrhotite and bravoite, further probably chalcopyrite and marcasite. Generally, however, the sulphide grains are so minute as to be impossible to determine. Analyses of small contents of Cu and As in different rocks indicate that other minerals are also present. Locally, chalcopyrite has been observed megascopically in the outer borders of several peridotite bodies, but in most of these occurrences the chalcopyrite was evidently associated with the intrusion of granites close by. A little Co is almost always present in the rocks in a quantity of about one tenth of that of Ni, but varying from occurrence to occurrence, often being about 1/5 of that of nickel, and at one locality (Klumpliklumpen) cobalt is present in about the same quantity as nickel, while it is almost lacking in some occurrences (below 0.01 %). The average of the Ni/Co proportion for 88 analyses was 6.6. The polished sections indicate that Co appears in the same minerals as Ni. Many analyses for platinum show that it is not present or only present in traces, generally below 0.1 gr/ton.

In order to give a detailed description of the appearance of the magnetite-chromite minerals, the nickel- and cobalt-bearing sulphides and the composition and type of rock containing the minerals, certain ocalities will be described, beginning with four occurrences in Jämtand, and continuing with four in Lappland and then with one in Norway close to the Swedish border.

Rödberget in Bunnerfjällen, SE of Lake Ånn

A long string of more or less continuous lenses of peridotite strikes n a southeasterly direction from the waterfalls of the Handöl river, V of Lake Ånn, about 15 km to the northern slope of Bunnerfjällen, Rödberget, on the southeastern side of Lake Ånn. The Handöl peridotite nd soapstone have been described in the earlier paper (5).

The easternmost occurrence, Rödberget, is the largest one. This unite is serpentinized to about 50 %, while occurrences closer to Handöl are less altered (south-east of Handöl), and an occurrence alfway between is much more serpentinized. The occurrences at the Handöl waterfall are more or less completely altered to steatites due granitization in the neighbourhood.

Table 1.

Periodite from Rödberget, Ånn. Analyst P. Lundman, Rönnskär.

				Mineral composition (weight %):			
	1	1 a	1 A		1	1 a	A
SiO_2	38.9	37.5	38.53	Olivine 9 mol. %			
Al_2O_3	0.57	0.6	0.29	Fe_2SiO_4	45	52	37
Cr_2O_3	0.46	0.4	0.51	Serpentine	47	40	44
Fe_2O_3	2.72	2.1	3.74	Tremolite	1.4	3	11
FeO	5.41	6.0	5.06	Chromiferous mag-			
MnO	0.29	n. d.	0.11	netite	3.5	3	4.5
MgO	41.6	43.7	39,84	Breunnerite +			
NiO	0.27	0.4	0.25	Ankerite	3	2	3.5
Co	0.01	n. d.	n. d.	Heazlewoodite			
CaO	0.48	0.5	1.45	Pentlandite	0.1	tr.	n. d.
$Na_2O + K_2O$	—	—	0.05	Awaruite		tr.	
CO_2	1.6	0.8	1.80				
H_2O+	7.3	6.8	7.86		100.0		100.0
H_2O-	0.2	0.2	0.26				
S	0.004	n. d.	n. d.				
	99.81		99.75				
Sp. gr.	2.84		2.86				

A large rock sample (30 kg.) from Rödberget was chemically analyzed, Table 1 (1 a is a complementary analysis). For comparison the earlier analysis of a peridotite from Handöl is given as No. 1 A.

In different samples of unaltered and altered rocks from this region the Cr_2O_3 content varies between 0.14 and 0.51 %, the average being 0.36 %. The low values correlate to the soapstones. Ni varies from 0.17 to 0.31, with an average of 0.24 %. Sulphur is generally about 0.1 %, bound in nickel and iron sulphides, of which heazlewoodite seems to be the most common one. Nickel is bound in both sulphides and olivine and in varying degrees. In one sample (1 a) a mineral reminding of awaruite was found. Cobalt is present in traces and arsenic was detected in at least two samples, but in a quantity below 0.001 % in the complete analysis. K and Ga are also present in traces, according to spectrographic analyses.

Hydrothermal alteration of the rock produced serpentinization of the olivine, starting as the common vein-type serpentine, which may be more or less altered into larger laths of antigorite. The occurrence of tremolite is much more irregular than that of serpentine. During the serpentinization of the rock a small amount of secondary magnetite was produced, generally as minute crystals which often entered the remaining olivine grains. The Cr-magnetite was often replaced by secondary magnetite[1] or enveloped by a rim of magnetite. The serpentine may also dissect the chromiferous magnetite. Even by magnetic concentration of magnetite after hard crushing, all of the chromiferous magnetite passes into the concentration product.

---

[1] Compare the photo, Fig. 16, from Aunevare.

Two magnetic concentrations gave the following products (Boliden Laboratory: a) H. Ornstein separation, A. G. Hybbinette analysis, b) S. Bergenfeldt separation, P. Lundman analysis):

	a	b
SiO_2	12.53	12.4
Al_2O_3	0.54	1.3
Cr_2O_3	5.88	7.96
Fe_2O_3	33.09	35.0
FeO	30.62	23.6
MnO	0.18	0.26
MgO	16.44	15.1
NiO	0.04	0.50
CaO	0.24	0.0
$H_2O + CO_2$	n. d.	3.59
Se	0.17	0.03
	99.73	99.74
Gr/Fe	0.09	0.11

The first product (a) is not free from impurities of rock minerals. A further crushing and enrichment of another sample gave a Cr_2O_3 composition of 9.69 %, and still further crushing gave the highest value obtainable, 12.5 % Cr_2O_3 (H. Ornstein). The complete analysis of the first product indicates a FeO ratio of almost ten times that of Cr_2O_3 (about 8.5 % Cr_2O_3 after reduction for other minerals, chiefly olivine). The richer concentration products indicate a proportion of seven or six to one.

The second magnetic concentration, made by S. Bergenfeldt on a larger material from the same outcrop, gave the figures in analysis b, which has a smaller content of silicate minerals than the complete (first) analysis a.

By reduction for impurities this analysis gives a content of Cr_2O_3 of about 12 % and a proportion of FeO to Cr_2O_3 of about 7. These figures agree with the figures obtained in a concentration after the finest crushing of the other operation quoted above.

Junsterklumpen at Lake Kvarnbergsvattnet

The composition of the peridotite of the mountain Junsterklumpen has been described in the earlier paper. One sample, more serpentinized than the other one analyzed, has also been chemically analyzed, Table 2 (B is the older one analyzed):

Table 2.

Peridotite from Junsterklumpen. Analyst P. Lundman.

No.	2	B	Mineral composition, weight %		
				2	B
SiO_2	38.1	40.50			
TiO_2	none	none			
Al_2O_3	0.54	0.22	Olivine, 5 ml. % $FeSiO_4$	46	81
Cr_2O_3	0.50	0.40	Antigorite	46	16
Fe_2O_3	4.72	2.03	Chromiferous magnetite	6	3
FeO	3.32	4.92	Breunnerite + ankerite	2	—
MnO	0.33	0.10	Heazlewoodite	tr.	tr.
MgO	43.0	49.34	Pentlandite	tr.	—
NiO	0.34	0.23		100	100
Co	0.02	n. d.			
CaO	0.39	0.02			
$Na_2O + K_2O$	—	0.08			
H_2O+	7.4	2.05			
H_2O-	0.1	0.15			
CO_2	0.82	—			
S	0.004	n. d.			
As	0.001	n. d.			
Pt	n. d.	none			
	99.59	100.04			
Sp. gr.	3.04	3.21			

The alteration of the peridotite varies very much. The antigorite may thus quite predominate in some rocks while some part of the massive is little altered, e.g. the rock sample B.

The chromium content is usually a little below the content of rock 2. The large grains of chromiferous magnetite, below 1 mm in size, are anhedral and generally homogenous, often probably recrystallized as the one pictured in Fig. 1. Sometimes they still show a core richer in chromite than the outer part of it. Goethite has been recognized as an alteration product of Cr-magnetite in one rock sample (W. Uytenbogaardt).

During the serpentinization (generally starting as chrysotile veins around and following cracks in the olivine, but later being to the greatest part altered to large laths or blades of antigorite) much secondary magnetite was formed. Fig. 2 shows fine strings of minute, secondary magnetite grains in serpentine and Fig. 3 fine grains of magnetite replacing olivine. The average size of the secondary magnetite is 0.02 mm.

There were some schlieren and dikes of chromite in the Junsterklumpen peridotite but most of them were removed many years ago. They were of the same type as those of Rautats to be described below.

A rock sample of peridotite was separated with magnetic concentration. The composition of the rock specimen (a), and the magnetic

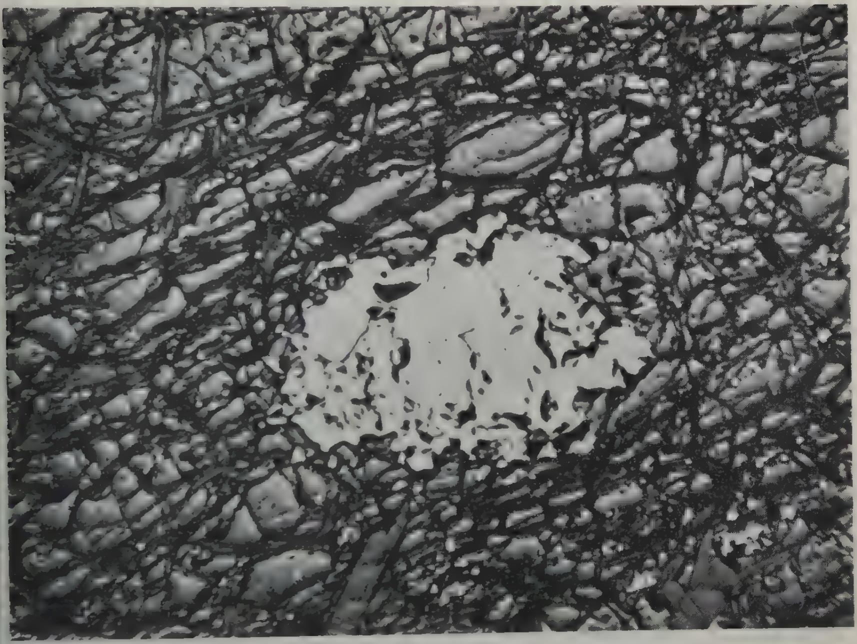


Fig. 1. Homogeneous, recrystallized, chromiferous magnetite. 30 ×. Jungsterklumpen.

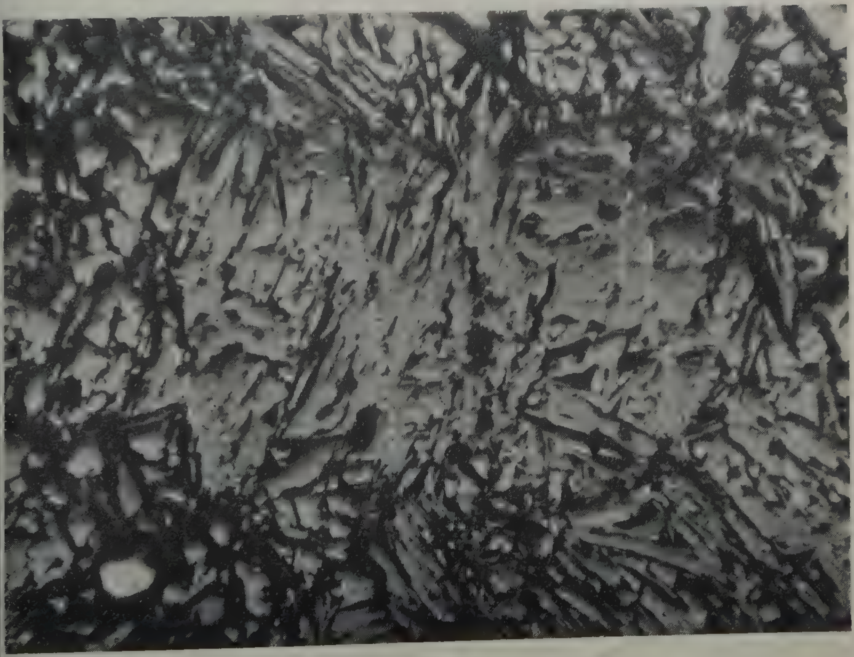


Fig. 2. Rows of secondary magnetite grains in bastite-like serpentine. 40 ×.

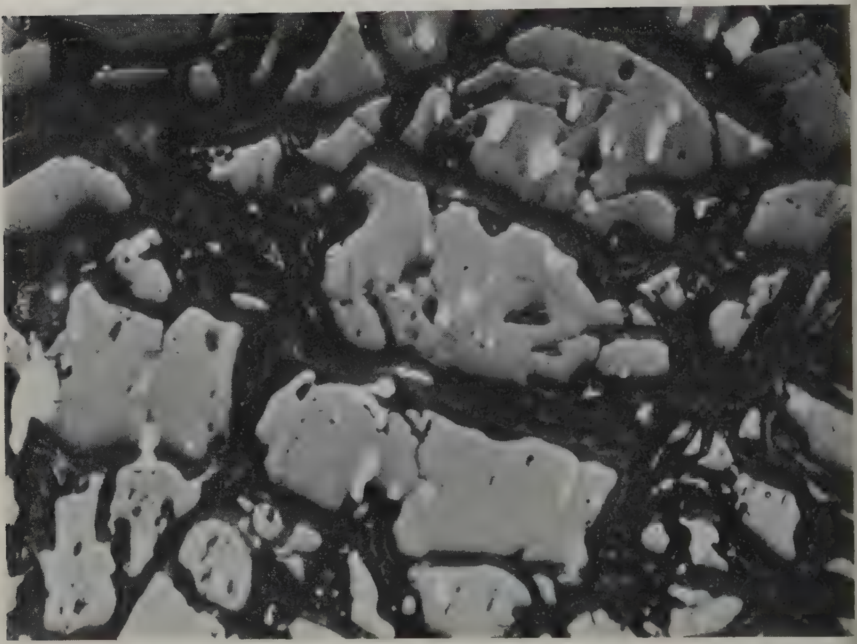


Fig. 3. Fine grains of secondary magnetite replacing olivine. About 100 ×.

concentration (b), gave the following figures together with the approximate (calculated) composition of the Cr-magnetite (c):

	a	b	c
SiO_2	38.8	10.52	
Al_2O_3	0.85	0.67	1
Cr_2O_3	0.49	5.02	6.8
Fe_2O_3	4.60	47.50	63
FeO	3.60	21.25	28
MnO	0.10	0.15	0.2
MgO	44.9	14.28	1
NiO	0.26	0.12	
CaO	0.16	0.08	
S	0.14	< 0.1	
H_2O	about 5	n. d.	
Cr/Fe		0.07	0.07

The composition of the peridotite is quite similar to the rock analyses quoted above. The magnetic concentration has still about 25 % of olivine together with the magnetite. The calculated composition of the magnetite (c) is thus somewhat poorer in Cr than the chromiferous magnetites described above from Ånn.

As seen by the analyses, nickel is partly bound in sulphides and partly as silicate. The greater part of the Ni bound in sulphides was set free during the serpentinization of olivine. The kind of sulphides varies, generally being heazlewoodite or pentlandite. Bravoite and pyrrhotite have been recognized by Uytenbogaardt in two rock sections.

Rautats, E of Lake Blåsjön

Rautats, which is the largest occurrence of peridotite in Sweden, has been closely investigated and sampled. It is generally serpentinized to about 50 %, though a little less in the eastern part and more in the western part. Many isolated dikes, veins, and clusters of chromite have been found, most of them in the central western part of the massive. Some have also been observed in isolated, small outcrops of peridotite outside the main massive. The dikes or veins of chromite, running in different directions, are mostly about 1 dm in width and up to 20 m in length. One occurrence investigated was about $^1/_2$ m in width and about 20 m in length. There have been other ones, too, which, however, were broken out before the author visited Rautats. Clusters and schlieren of chromite have also been observed, generally rather small in size. Some bodies were very irregular.

The whole peridotite area was evenly sampled with almost 100 samples. In general the rock samples had a content of about 0.4 % Cr_2O_3, but when there were chromite aggregates present the chromium content was high (the iron content had often not increased). Five rock samples with chromite aggregates showed 6.56, 7.00, 7.8, 14.1, 13.0 % Cr_2O_3, but only 3.2, 2.9, 3.9, 2.9, and 3.5 % FeO soluble in HCl. A sample very rich in chromite showed 38.4 % Cr_2O_3. The dikes and schlieren of chromite were evidently late intruded in the peridotite

Table 3.

Volumetric percentage of eleven rock samples. Rautats.

Olivine	59	49	49	45	45	43	42	41	31	29	22
Enstatite	0.3	—	0.4	—	—	4	1.2	2	2	0.2	0.1
Tremolite	0.1	1	2	2	1	4	1	3.5	2	0.1	0.1
Serpentine	39	47	46	51	51	46	53	49	58	67	75
Chlorite	0.4	0.2	0.8	0.1	0.8	0.1	0.3	0.6	0.4	2	—
Cr-magnetite	1.2	0.8	0.9	0.3	0.8	0.6	1	0.5	1	0.6	0.5
Spinel (often with iron oxide precipitation)	—	1	0.4	0.9	1	1	1	0.4	0.5	0.7	2
Sulphides (pentlandite)	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0.1	tr.
Talc	—	1	0.5	0.6	0.4	1.3	0.4	3	5	0.2	0.2
Carbonates	—	—	—	0.1	—	—	0.1	—	0.1	0.1	0.1
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

(or crystal mush of olivine), and the mineral is of a composition decidedly different to that of the accessory crystals of the peridotite rock (Cr-bearing magnetite).

The mineral composition of the peridotite, being a dunite or a saxonite with but little enstatite, and the serpentinization of the rock have been described in the earlier paper (5). Remarkable is the precipitation of a dust of greenish spinel around the olivine grains, which is pictured from thin sections in photos 4 and 5. The rock composition in volumetric percentage, according to thin and polished sections, is given in Table 3.

The first rock sample is from an isolated occurrence S of the main massive. The last ones are from the western, more serpentinized, part of the rock complex. As seen by the analyses, all the rocks are more or less altered with an average of 50 % serpentine. This figure may include a little bastite, secondary to enstatite, which probably averaged about 1 % of the original ultramafic. Small amounts of secondary tremolite, chlorite, talc, and spinal are almost always present.

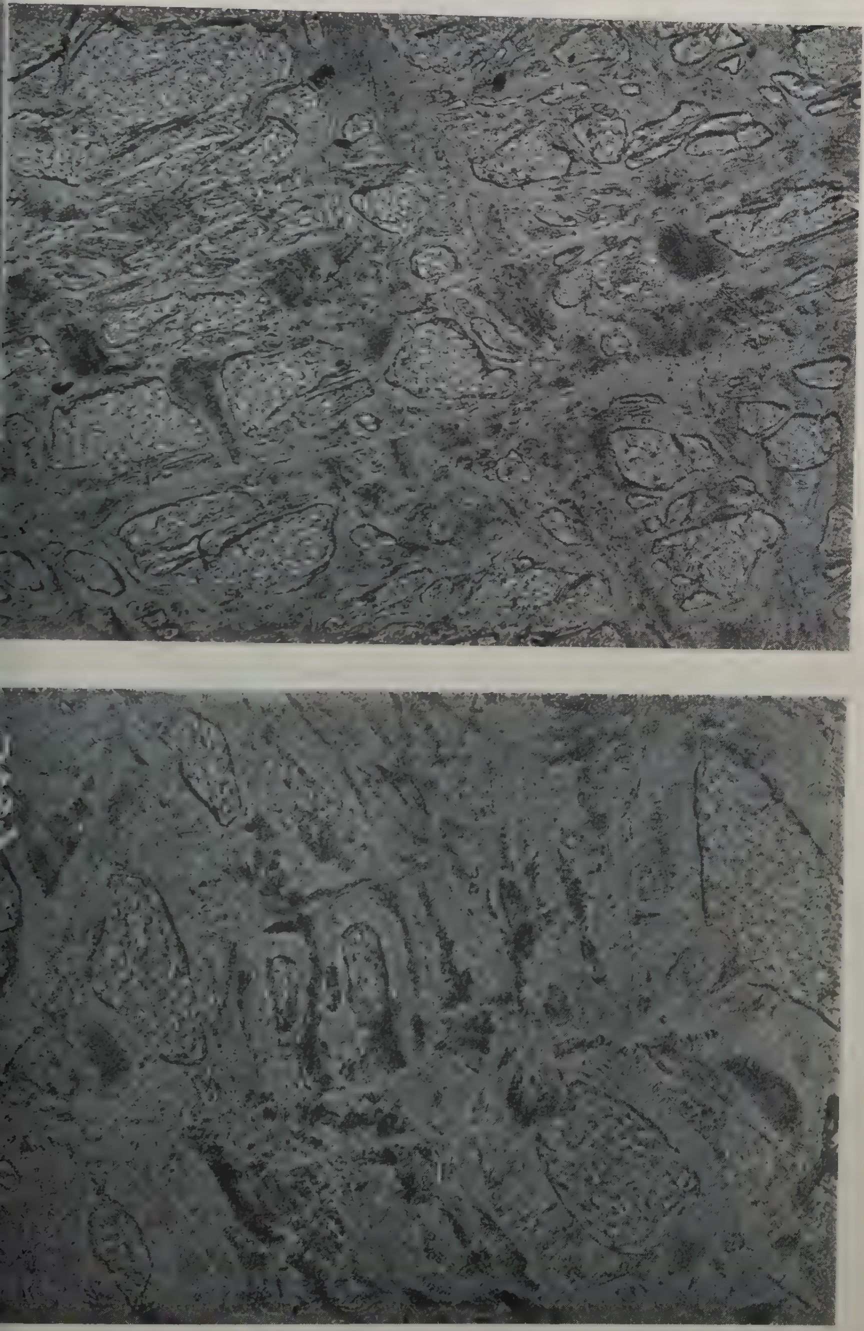
A large rock sample from the western part of the massive was chemically analyzed, Table 4. Analyst: P. Lundman.

The green spinel fibres occurring in the rocks of Rautats are of the same type as those earlier described from Vuoka Ruopsok, p. 115. This mineral also evidently contains some chromium and nickel set free during the early serpentinization.

Table 4.

Serpentinized peridotite. Rautats.

Chemical analysis		Mineral composition, weight %	
SiO_2	35.5	Olivine, 5 % Fe_2SiO_4	22
TiO_2	< 0.02	Enstatite	0.1
Al_2O_3	0.20	Tremolite	0.1
Cr_2O_3	0.45	Serpentine	73
Fe_2O_3	2.71	Talc	0.2
FeO	4.65	Breunnerire	0.7
MnO	0.10	Chromiferous magnetite	2.5
MgO	43.1	Secondary spinel (and iron oxides)	1.5
Ni	0.20	Sulphides (pentlandite + probably chalcopyrite)	0.1
Cu	0.05		100.0
CaO	< 0.02		
$K_2O + Na_2O$	0.08		
S	0.02		
Co	0.005		
CO_2	0.30		
H_2O+	11.46		
H_2O-	0.80		
Pt	< 0.03 g/t		
	100.06		
Sp. gr.	2.65		



igs. 4 and 5. Dust- or thread-like precipitation of spinel at the serpentinization.
About 150 ×.

Magnetic concentration of chrome-bearing magnetite gave varying and uncertain results with less chromium than in the other concentrations, probably due to the fact that some chromium entered the spinel dust. The best concentration product gave the following figures: SiO_2 7.72, Fe total 66.22, $Al_2O_3 + Cr_2O_3$ 6.14 (Cr_2O_3 about 5.62), MnO 0.70, MgO 6.89, NiO 0.48, CaO 0.46, S 1.09. The iron content is a little too high because of the admixture of metallic iron at the crushing, and the result is thus not reliable. In general, however, the results indicate that the chromium content of the chromiferous magnetite is comparatively low. A separation with a heavy liquid and reduction of olivine present from the analysis gave a calculated rough value for the heavy remainder (of another rock sample): Al_2O_3 3, Cr_2O_3 18, Fe_2O_3 31, FeO 30, MgO 17, NiO 1 %. This includes both the spinel and the magnetite and indicates that the spinel is relatively rich in chromium and poor in aluminium.

The accessory grains (original grains) of chromiferous magnetite are generally about $^1/_2$ mm in diameter, varying between 0.1 and 2 mm. They were idiomorphic originally but were generally deformed during the serpentinization. Sometimes a little secondary magnetite was formed at the serpentinization as very small grains (about 0.01 mm in size), just as has been described from Junsterklumpen.

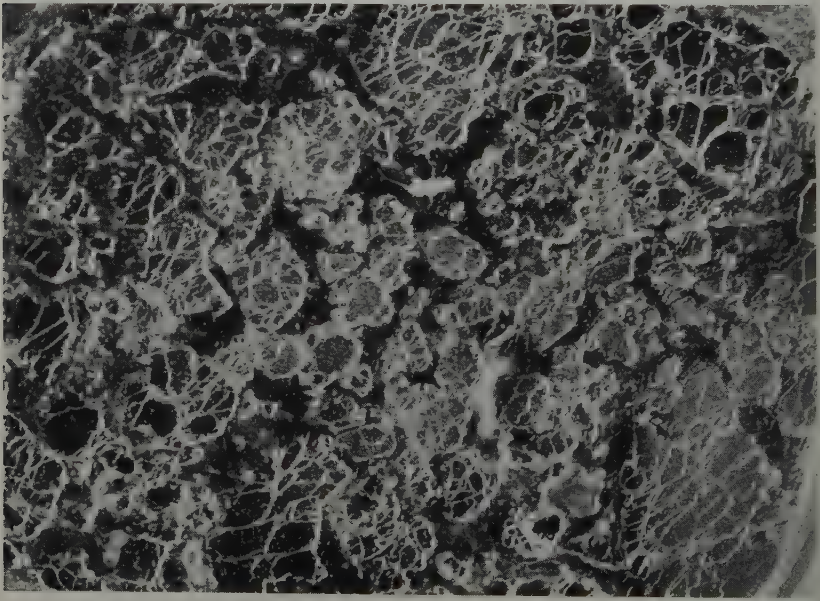


Fig. 6. Polished section of chromite rock with well visible cracks in the chromite grains. Magnified 3 ×.

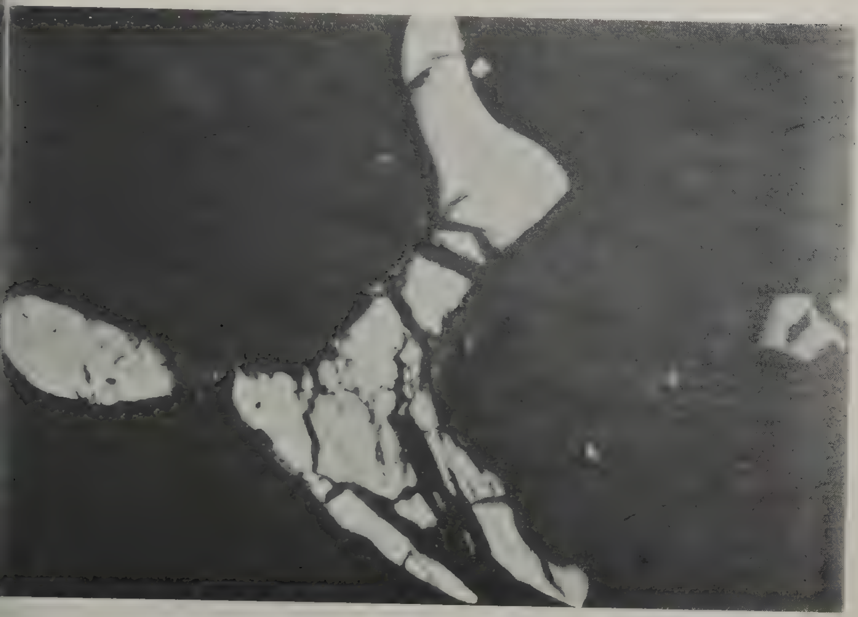


Fig. 7. Typical grain of pentlandite (penetrated by chrysotile veins). 330 ×.

The chromite dikes are generally composed of chromite and some nterstitial chlorite and serpentine. The chlorite is generally penninite, ut it may also be clinochlorite or kämmerrerite. The average volu-netric composition is about: 62 % chromite, 34 % chlorite, 3.4 % ser-entine, 0.3 % talc, 0.1 % olivine, and 0.2 % secondary magnetite. here are many small. irregular veins or thin stringers of chromite, enerally about one or a few metres in length. The peridotite close to he vein is in most cases more serpentinized than the peridotite other-ise. The more irregular the veins, the more serpentinized is often the urrounding rock, which may indicate some tectonizing of the rock at he intrusion of the chromitic material.

Samples from two chromite dikes were separated by centrifugalization Clerici's liquid with spec. gr. 3.7 and the chromite analyzed, analyst h. Berggren: see Table 5, p. 248.

5 b is evidently not quite free from impurities (about 6 % penninite nd 1 % serpentine), the removal of which might increase the Cr_2O_3 ontent with about 2.7 % and the iron and aluminium oxides with 8 each, while MgO might diminish with 1.6 %. The composition of ne chromite of Rautats is rather similar to those of Alaska or the enbow property of the Stillwater Complex according to R. E. Stevens 2) and Peoples and Howland (21). The Rautats chromite is rich in

Table 5.

Chromites from Rautats.

	a	b	b with reduction for 1 % serpentine, 6 % chlorite
Cr_2O_3	46.13	41.97	44.7
Al_2O_3	20·98	21.84	22.6
FeO	23.20	21.34	22.1
MnO	0.14	0.09	0.1
MgO	9.01	12.00	10.4
Ni	—	0.02	0.02
Co	—	0.00	0.0
CaO	0.08	0.08	0.08
SiO_2	0.26	2.44	—
TiO_2	—	0.00	0.0
	99.80	99.76	100.00
Cr/Fe	1.75	1.73	1.78

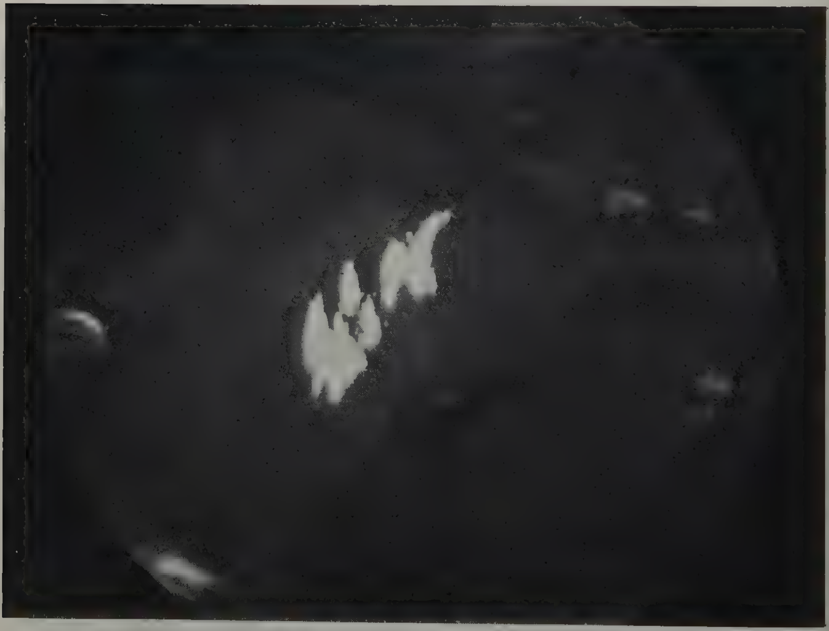


Fig. 8. Crystals of what is probably awaruite in olivine, Rautats. About 300 ×.

aluminium and iron and relatively poor in magnesium, which is strange as it is found in an ultramafic almost devoid of aluminium and poor n iron. It is contrary to the general idea that chromites high in aluminium are typical of ultrabasic rocks relatively rich in Al and that peridotites poor in Al and rich in Mg should have chromites poor in aluminium.

Nickel-bearing sulphides are always present in the peridotite but only as solitary grains of a very minute size. The volumetric content has been estimated to be below 0.05 %. Chemical analyses of 6 rock specimens showed, however, an average content of 0.1 % S by weight. This content cannot satisfy all the amount of nickel of the rock and part of it is thus bound in olivine, the average content of Ni being 0.25 and Co 0.04. The dominant sulphide mineral is pentlandite, which contains, too, about as much iron as nickel. Fig. 7 is a microphoto of pentlandite grains from one locality. In a locality S of the main mass of peridotite very bright, white, minute crystals within olivine grains have been observed, Fig. 8. They are probably awaruite.

Klumpliklumpen, between the two lakes Jormvattnet and L. Blåsjön

The peridotite of Klumpliklumpen is rather much serpentinized predominantly antigorite), but very irregularly. It is often almost ompletely serpentinized, but there are some parts, too, that are little erpentinized, e.g. at the summit of the mountain where the peridotite has about 60 % olivine. Some parts of the rock complex are more metasomatically altered with much magnesite (breunnerite and ankerite) and talc, besides serpentine and small remnants of olivine. This is not figured in Table 6, below.

Table 6.

Vol. percentage of some peridotites from Klumpliklumpen.

	a	b	c	d	e	f	g
Olivine	70	60	43	37	36	7.5	5.6
Antigorite	24	30	48	58	55	83	89
Chrysotile	1	1.9	—	1	—	—	—
Chlorite	0.1	—	tr.	—	—	—	0.2
Carbonates	0.3	0.1	0.1	—	4	0.5	0.1
Talc	—	—	0.1	—	—	—	—
Cr-magnetite	4.6	8	8.6	3.9	5	9	5
Sulphides	tr.	tr.	0.1	0.1	tr.	tr.	tr.
Tremolite	—	—	0.1	—	—	—	—
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

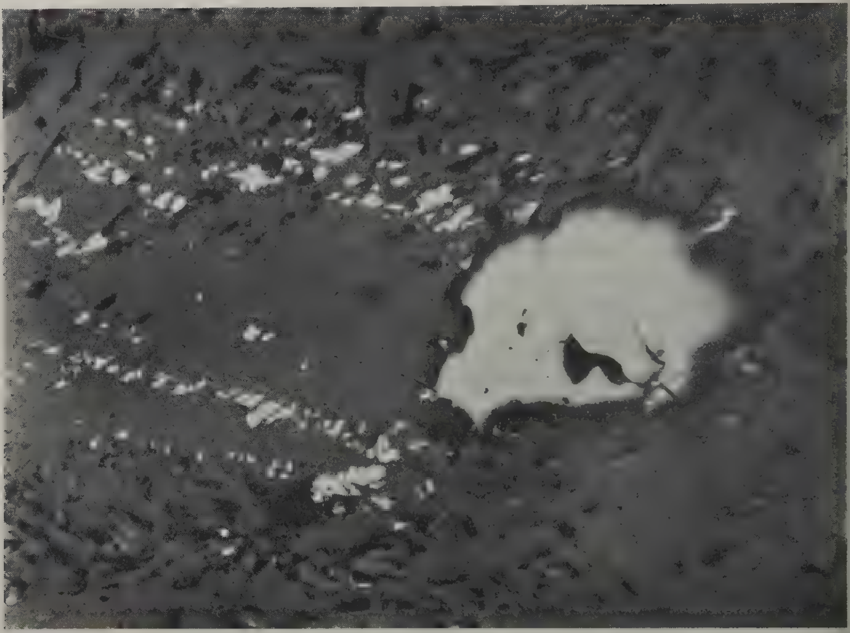


Fig. 9. Klumpliklumpen. A large, primary grain of chromiferous magnetite and rows of small, secondary magnetite in serpentine. About 180 ×.

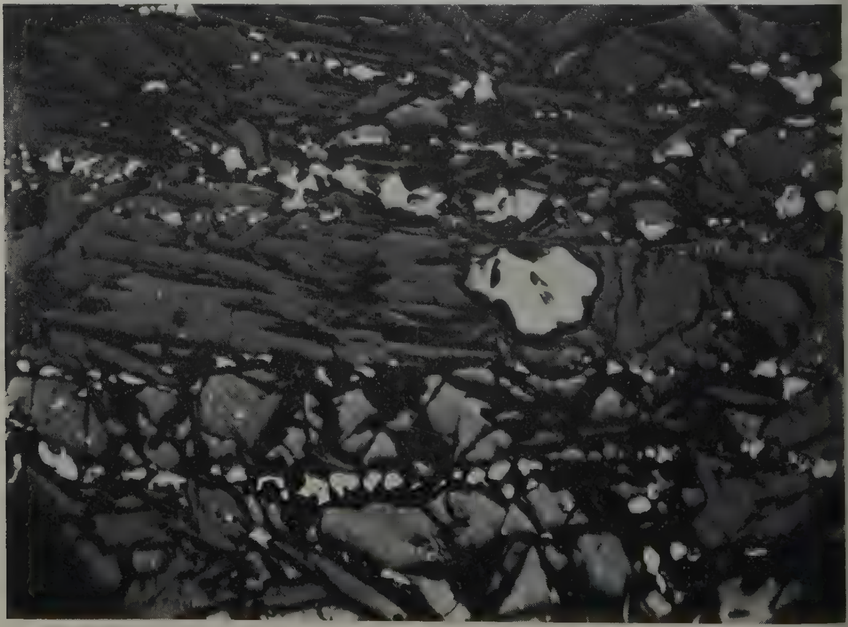
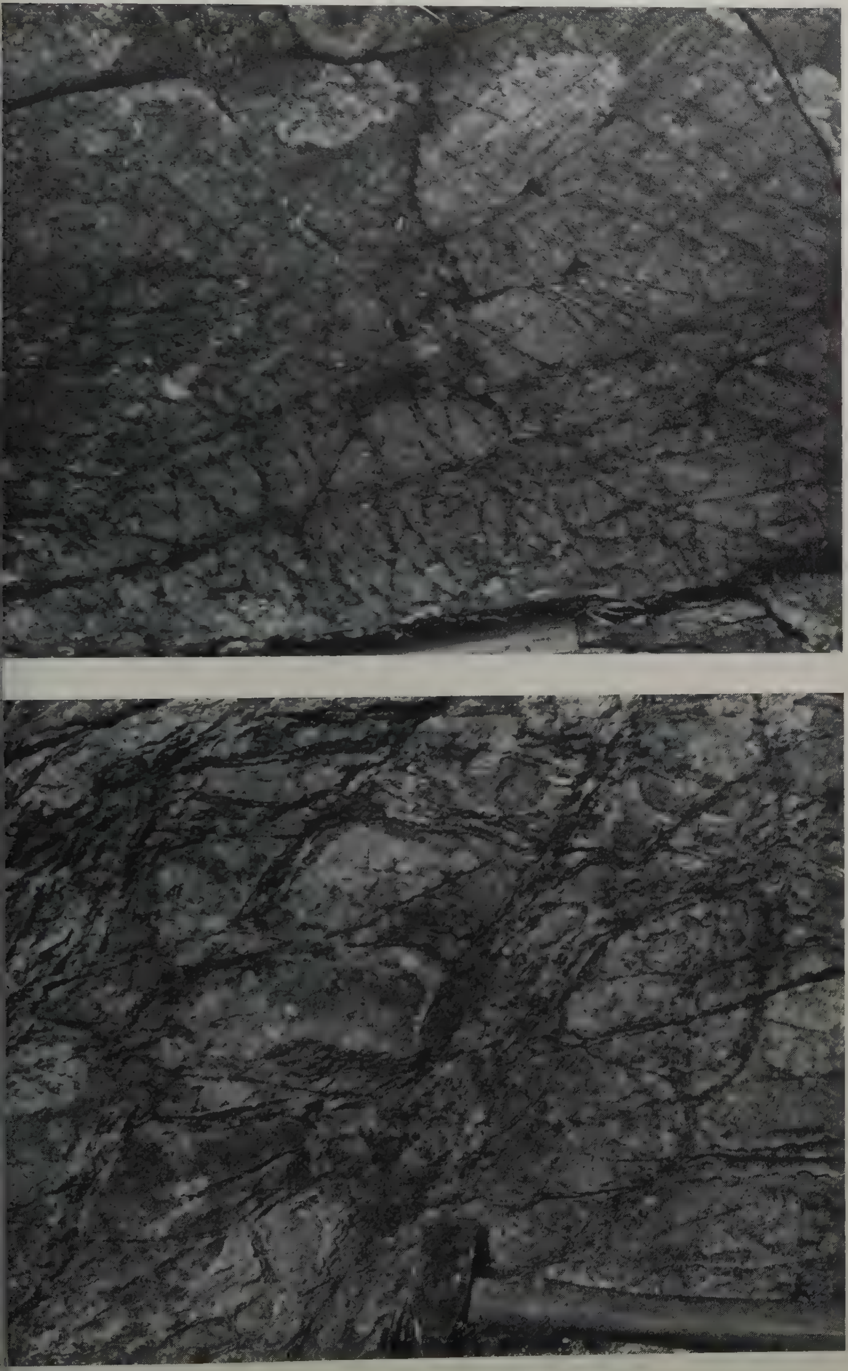


Fig. 10. Klumpliklumpen. Strings of small grains of secondary magnetite in olivine and antigorite. About 100 ×.



igs. 11 and 12. Cross-cutting veins of fine-grained Cr-magnetite in peridotite from Klumpliklumpen.

The Cr-bearing magnetite appears as corroded grains up to 2 mm in size (generally averaging 0.3 mm) which may have a darker core (seen in polished sections) richer in chromite, but the mineral may also be quite recrystallized (compare photos from Aunevare below). In one section it was seen to be partly replaced by goethite. There are also quantities of secondary magnetite grains set free during the serpentinization, in thin sections often seen as a black powder within the olivine. This magnetite is often arranged in long strings of grains (about 0.2 mm in grain size), as shown in the photos, Figs. 9 and 10. In some cases much of the secondary magnetite may be attached to the primary magnetite grains.

In some parts of the Klumpliklumpen complex, e.g. at the top of the mountain, the chromiferous magnetite appears as veins and strings of grains, often in a net-like arrangement (cf. photos Figs. 11 and 12) with or without accompanying serpentine. The rock complex was brecciated at the serpentinization and folding of the rocks. The cracks and slip-faces of the rock were filled out with recrystallized Cr-magnetite and secondary magnetite (all of it seems to be magnetic). As the proportion Cr/Fe is a little higher than usual, it is possible that chromitic magnetite was introduced as veins just before the general serpentinization. The mineral is now generally recrystallized but often shows cores rich in chromite. The fine secondary dust of magnetite is lighter in colour in polished sections and it is evidently rich in iron.

Five different rock samples had the following average contents of Cr_2O_3, FeO soluble in HCl, Ni, and Co: 0.57, 3.3, 0.12, 0.11 (and no trace of platinum). The Cr/Fe proportion of the chrome-bearing magnetite is thus fairly high. The nickel content is lower than the average for the peridotites, but the cobalt content is the highest one observed and it is about as high as nickel and even in composition (0.09, 0,11, 0.11, 0.11, 0.12), Ni/Co being 1.2. Either heazlewoodite or pentlandite was observed in the analyzed specimens in vol. amounts of about 0.01 to 0.1 %. Three of the samples analyzed for sulphur showed 0,15, 0.078, and 0.086 %. A large part of the nickel-cobalt is thus bound to sulphur, but some of it is still bound in silicates.

The crystallization of the sulphide was almost contemporaneous with the formation of the secondary magnetite grains (cf. the photo, Fig. 13).

At Rotikken, further to the north (in Lappland), the rock complex is also very much serpentinized (with carbonates and talc) and very schistose. It is partly covered with serpentine conglomerates on the slopes of the mountain (cf. Kulling).

The southern part of the mountain shows several small lenses or

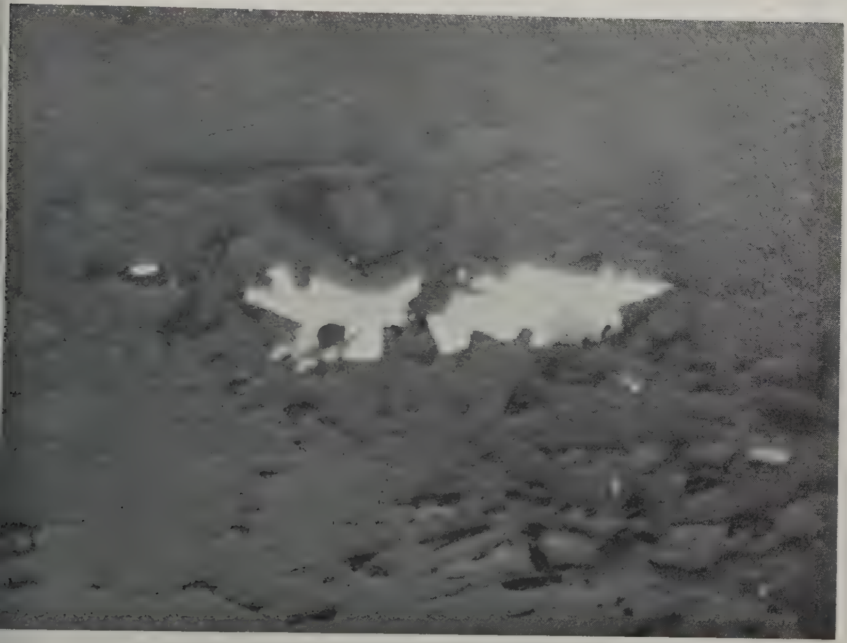


Fig. 13. Late crystallized grains of heazlewoodite and magnetite (gray) in a matrix of antigorite. Klumpliklumpen. About 300 ×.

sack-shaped bodies of chromite[1] with about 50 % chromite in a serpentinized matrix, often with some chlorite. The lenses are generally below 5 m in length. The northern part of the mountain has more veins of chromiferous magnetite, which, at least partly, are of the same mobilized type as those at Klumpliklumen, but there are also some small, schlieren-like aggregates and veins.

Rödberg, N of Kultsjön in southern Lappland

Rödberg (Red Mountain) is a rock on the northern shore of Lake Kultsjön. It is a very much serpentinized peridotite.

A large sample was chemically analyzed, Table 7.

Olivine only occurs as remnants in serpentine. The serpentine consists mainly of antigorite. Chlorite (clinochlorite) is more frequent in nother rock sample, and carbonates in a third. The magnetite consists f large, primary grains, generally below 1 mm in size, which have a

---

[1] Such small lenses or sack-shaped bodies of chromite have also been observed at äktarklumpen, Muruhatten, and Silkentjakk. Distinct dikes of chromite, as well as nall schlieren, have been observed in the hydrothermally altered peridotite of Lejarumpen (about 10 km NE of Rautats).

Table 7.

Serpentinized dunite. Rödberg. Analyst P. Lundman.

Chemical composition		Mineral composition, weight %.	
SiO_2	38.1	Olivine (6 % Fe_2SiO_4)	14
Al_2O_3	0.36	Serpentine	79
Cr_2O_3	0.43	Chromiferous magnetite	6.3
Fe_2O_3 (Fe_2O_3 + FeO)	8.60	Breunnerite	0.3
MnO	0.09	Talc	0.1
MgO	39.8	Chlorite	0.1
NiO	0.29	Pentlandite	0.2
Co	0.008		100.0
CaO	0.02		
CO_2	0.15		
S	0.06		
As	0.001		
V	tr.		
H_2O+	11.4		
H_2O-	0.2		
Pt	< 0.1 gr/t		
	99.61		
Sp. gr.	2.73 (S. Bergenfeldt)		

core somewhat richer in chromite (also magnetitic), and small secondary grains of magnetite set free during the serpentinization. The large Cr-magnetite grains may sometimes also be corroded by secondary magnetite. The small, secondary grains are about as numerous as the large, primary ones.

A magnetitic concentration gave the following analysis: SiO_2 8.15 %. Al_2O_3 0.54, Cr_2O_3 3.44, Fe_2O_3 44.90, FeO 26.36, MnO 0.14, MgO 9.42. NiO 0.05, CaO 0.18, S 0.14, Cr/Fe 0.05. This analysis shows a somewhat lower percentage of chromium and a lower proportion of chromium to iron than the concentrates from other localities, which was to be expected in view of the great secondary enrichment of magnetite during the serpentinization.

In one rock section a few small grains of ilmenite have been observed showing that a little titanium is present, a mineral which otherwise is scarce.

The composition of the sulphide as being pentlandite was checked by X-ray analysis by A. Danielsson. In another rock sample an additional sulphide besides pentlandite was observed. As it was anisotropic, it is probably heazlewoodite.

Aunevare, E of Lake St. Ransan

The mountain Aunevare is one of the largest occurrences of peridotite in Sweden, being the centre of several ridges, coming from the south and from the north-east. The composition of the ultrabasic rocks of Aunevare also varies.

More or less serpentinized dunitic rocks are in majority, but several occurrences of rocks rich in monoclinic pyroxene have been observed, which are rather rare elsewhere. The amount of serpentinization also varies. In the little serpentinized rocks it is generally a mesh-structure serpentine of chrysotile veins as a network around and through the olivine grains, but in the much serpentinized rocks larger antigorite laths cut through the olivine as well as through the earlier formed chrysotile veins. In the outlying ridges of peridotite the serpentinization is generally more prominent.

In order to show some of the variations in the composition of rocks a collection of mineral analyses from Aunevare is given in Table 8.

Table 8.

Vol. percentage of rock samples. Aunevare.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i
Olivine	81	62	56	43	29	36	33	3.3	2
Enstatite		0.1	0.1	3	0.5				1
Diopside		0.5	3		40			46	22
Tremolite			10						
Serpentine	17	12	25	50	28	62	63	47	69
Chlorite	0.5	24	2.4	1	0.1		0.6		
Talc		0.1			0.4		0.4		
Carbonates			1					0.5	
Cr-magnetite	1.4	1	2.3	2.9	2	1.9	2.9	3.2	6
Sulphides	0.1	0.1	0.2	0.1	tr.	0.1	0.1	tr.	tr.
Secondary spinel		0.2							
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

The composition of olivine in one of the rock samples was 8 mol. % Fe_2SiO_4 according to the refraction indices. The diopside (diallage) is of the ordinary type. Orthorhombic pyroxene is rare and it often only occurs as twinning lamellae in the monoclinic pyroxene. Chlorite, talc, and carbonates occur locally, chlorite in somewhat varying composiion. The magnetite in Table 8 is both the accessory, primary chromebearing magnetite and the secondary product.

The accessory, chromiferous magnetite is prominant among the ore minerals though it only occurs in a few per cent in quantity. It generally

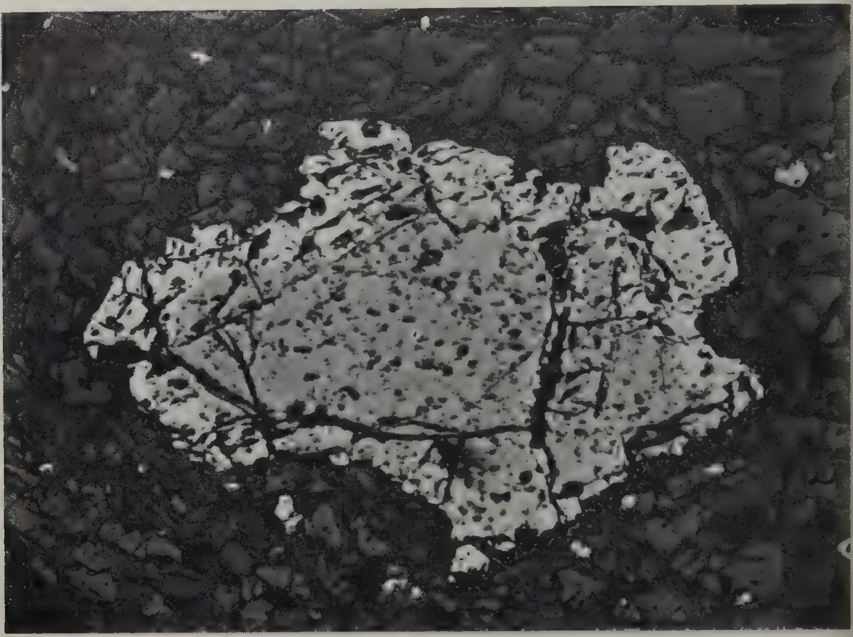


Fig. 14. Large, accessory, chromiferous magnetite with a darker centre richer in chromite and a thin outer border more like magnetite. Aunevare. 100 ×.

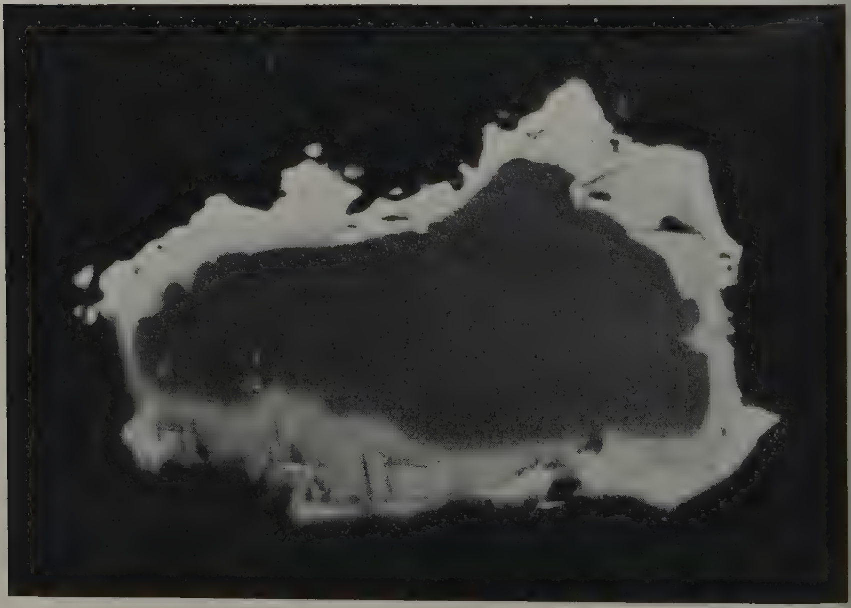


Fig. 15. Large, accessory Cr-magnetite as seen in immersion liquid showing a dark centre rich in chromite and an outer border rich in magnetite with an intermediate zone between. Aunevare. 165 ×.

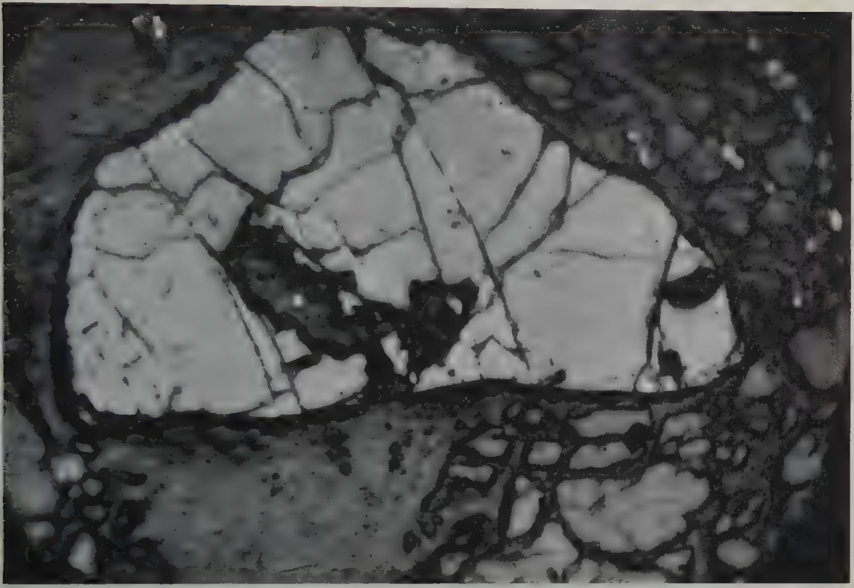


Fig. 16. Chromiferous magnetite with an outermost shell of magnetite unevenly replacing the central part. 110 ×.

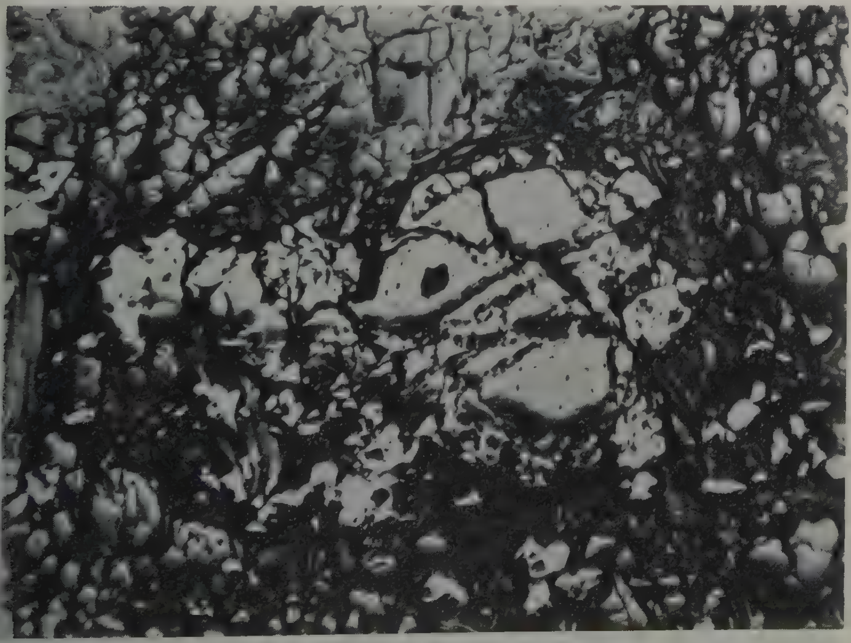


Fig. 17. Early, accessory Cr-magnetite surrounded by secondary magnetite grains. A small grain of heazlewoodite is seen in the olivine above. About 50 ×.

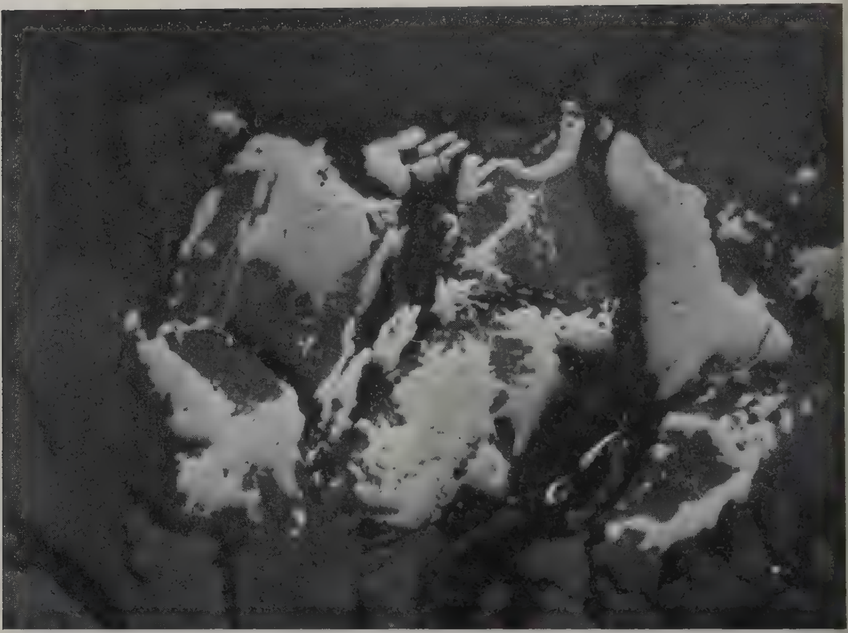


Fig. 18. Chromiferous magnetite partly recrystallized at the formation of secondary magnetite, but darker cores may still be seen. 350 ×.

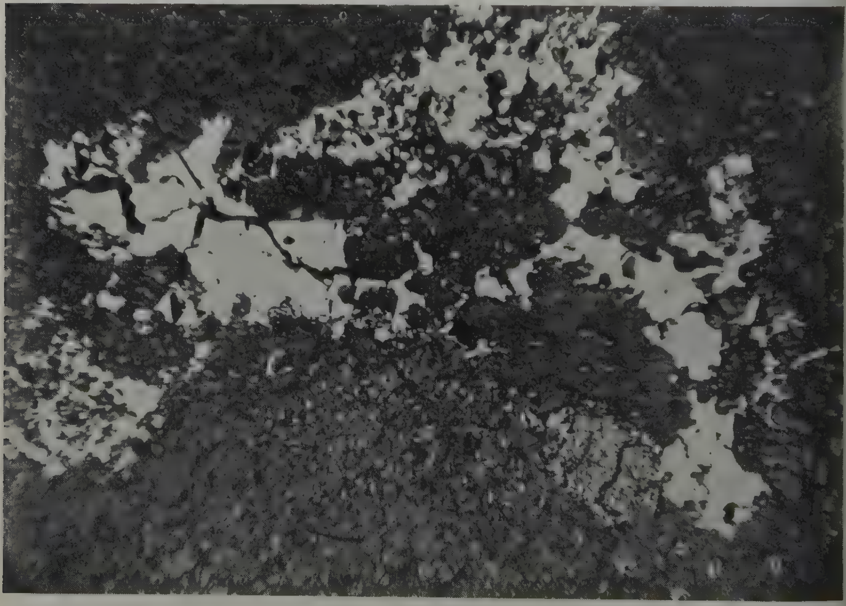


Fig. 19. Heazlewoodite replacing serpentine, olivine, and magnetite. About 25 ×.

averages 0.3 mm in size but larger grains are up to 2 mm or above. It is almost always corroded in the borders and crystal form is lacking. The mineral is generally composed of a larger core richer in chromite (cf. photos, Figs. 14 and 15) and it may also have two outer shells, the outermost one being much whiter than the other one in polished sections in immersion liquid (Fig. 15), evidently being of the same composition as the secondary magnetite grains. Even three outer shells may be seen. This outermost magnetite often replaces the central, chromiferous magnetite unevenly and along cracks, as is seen in the photo, Fig. 16. How the small, secondary magnetites may surround the earlier Cr-magnetite is seen in Fig. 17.

The small, secondary magnetite grains generally appear as isolated grains or as strings of grains as pictured from occurrences described above. In quantity the secondary magnetite is generally less than the larger, earlier one, but it may locally be more abundant. When the secondary magnetite was formed during the serpentinization part of the earlier magnetite or all of it may be recrystallized as shown in Fig. 18. Analyses of magnetite concentrations have shown that all of it contains some chromium but successively less from the highest content in the kernel of the large grains to the lowest content in the fine secondary grains.

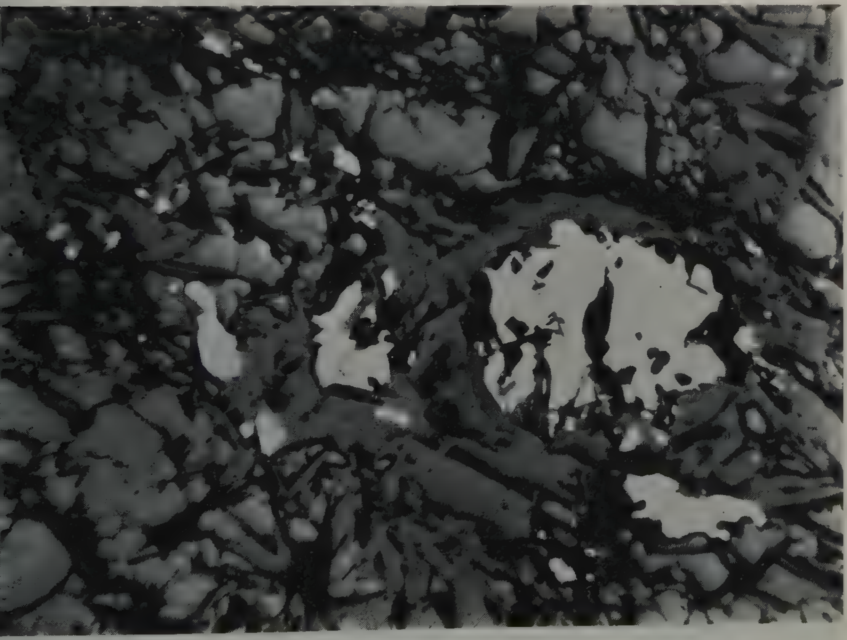


Fig. 20. Heazlewoodite replaces olivine and tremolite but is about contemporaneous with antigorite.

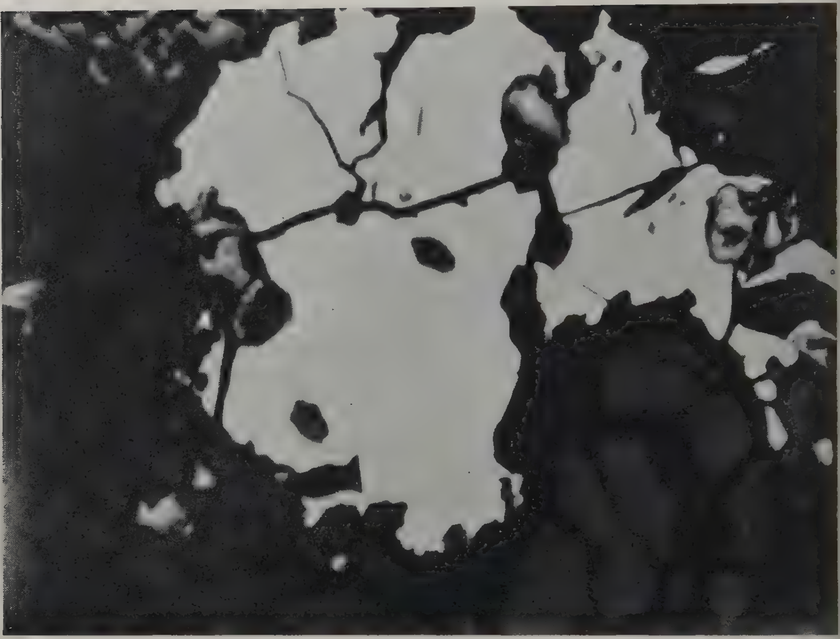


Fig. 21. Heazlewoodite replaces tremolite, olivine, and envelopes magnetite. About 150 ×.

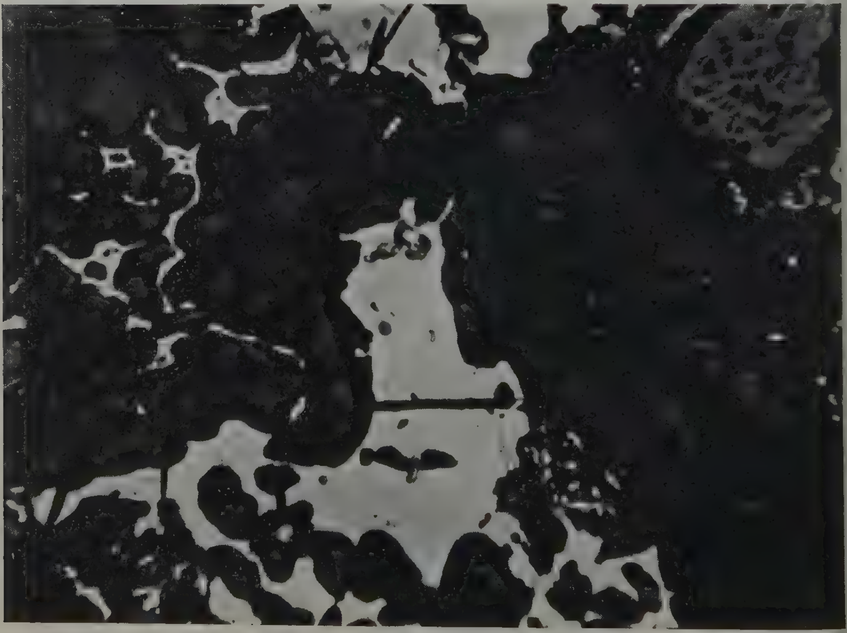


Fig. 22. Allotriomorphic heazlewoodite with very minute, harder grains of pentlandite. Aunevare, about 100 ×.

Two of the rock samples from Aunevare were the richest ones of all peridotite samples in nickel-bearing sulphides. Two rock samples examined with X-ray photographs by E. E. Wickman and A. Danielsson both showed the typical lines for heazlewoodite according to Peacock (20).[1] Pentlandite often also occurs in smaller quantity, though it may predominate in places. Other very minute grains of sulphides were determined by W Uytenbogaardt to be pyrrhotite and pyrite. Heazlewoodite is always allotriomorphic, replacing other minerals, such as olivine, pyroxene, tremolite, and Cr-magnetite (cf. Figs. 19—21). Fig. 22 shows heazlewoodite associated with some pentlandite.

Analyses of rock samples have shown that the quantity of cobalt is about one-tenth the quantity of nickel and that not all of the nickel is bound in sulphides. A trace of As may also occur.

Kittelfjäll (ENE of Aunevare)

The Kittelfjäll peridotites occur in an environment of micaschists, amphibolites, and gneisses. They are little altered dunites and saxonites. Some outcrops show, besides olivine, a little tremolite with talc and chlorite, some show a few per cent of serpentine. The rock is rather poor in ore minerals, generally containing about 1 % of chromiferous magnetite, and it may be almost lacking in sulphide grains.

One of the larger localities has been sampled for chemical analysis Table 9). Another rock locality in the same area has been described by N. Sundius (Geol. För. Förh. 1949, p. 495), who gave a chemical nalysis (analysis C in the table below) and pointed out that almost ll of the nickel present was contained in the olivine molecule. The nalyzed rock (9) shows the usual predominant olivine, which has bout 7 % of the fayalite molecule, with a few per cent of talc, tremolite actinolite), penninite, Cr-magnetite, a little ankerite and serpentine, with traces of nickel-bearing sulphide.

The few magnetite grains are dominantly of the accessory, chromierous magnetite type, below 1 mm in size, but there is also a little econdary magnetite, in the shape of fine grains about 0.02 mm in iameter. Some of the large Cr-magnetites may also have a thin rim f light-coloured magnetite. A magnetic concentration of the ore minerals ave a very limited product with a high iron content (low proportion r/Fe). It indicates a chrome-bearing magnetite rich in iron.

The sulphide was very minute in size and the kind difficult to deterine. The investigation shows that in the pure peridotites there is

---

[1] The reflectivity of heazlewoodite in one rock section was by O. Brotzen measured to 58 %, with anisotropy variations between 40 min. and 70 max. % (white light in air).

Table 9.

Dunite, Kittelfjäll.

		C (N. Sundius)	Mineral composition, weight % (analysis 9)	
SiO_2	40.7	43.21	Olivine	90
TiO_2	—	0.01	Tremolite	2.5
Al_2O_3	0.44	0.38	Talc	2.3
Cr_2O_3	0.56	0.43	Penninite	3
Fe_2O_3	0.5	2.91	Cr-magnetite	1
FeO	7.6	5.09	Antigorite	1
MnO	0.31	0.11	Ankerite	0.2
MgO	47.0	42.41	(Sulphides about	0.01)
NiO	0.47	0.26		100.0
Co	n. d.	0.01		
CaO	0.36	0.29		
CO_2	0.1	—		
S	0.008	0.03		
As	0.001	—		
H_2O+	0.62	4.61		
H_2O-	0.1	0.42		
	98.77	100.17		
Sp. gr.	3.1			

generally only a trace of sulphur present, which fact proves that almos all of the nickel present must be confined in the silicates, and also little in the chrome-bearing magnetite according to the analysis of th magnetic concentration.

The analysis quoted by Sundius (C) indicates a rock (another out- crop) much more serpentinized. According to Sundius it also contain some enstatite (about 1/3 of the content of olivine). Sundius did no obtain any nickel sulphide in the heavy fraction during separation i heavy liquids, which may be due to the very minute size of the sulphid grains. The fine grains of secondary magnetite may also have give some chromium in the lighter fractions (contained within other minerals) but both analyses show that some of the primary chromium conten must be contained in the silicates.

Rönnbäck region (SE of Lake Björkvattnet)

Around Lake Rönnbäck and Lake Seimajaure there are abou twenty different outcrops of serpentinized peridotites, which have al been sampled. They generally have about 0,4 % Cr_2O_3 and 0.3 % Ni The variation of nickel is greater than that of chromium. Those analyze for sulphur show about 0.1 % (0.07—0.16). They also seem to have little Co, As and Cu, generally about 0.02 %.

The degree of serpentinization of the peridotite varies rather much from little serpentinized dunite to almost quite serpentinized ones which generally are rich in carbonates. A volumetric analysis gives the general mineral composition of the rocks:

Table 10.

Volumetric composition of peridotites from the Rönnbäck region.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i
Olivine	73	56	52	39	38	25	5	0.4	—
Tremolite	2	—	7	5	—	0.8	—	—	—
Serpentine	24	40	35	46	59.5	66	62	84	77
Talc	tr.	1.5	0.1	0.9	0.2	—	2.9	—	—
Carbonates	—	1	0.1	4	—	—	27	15	20
Cr-magnetite	1	1.4	5.6	5	2	5	3	0.5	3
Sulphides	tr.	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	tr.
Geothite	—	—	tr.	—	tr.	—	—	tr.	—
Chlorite	—	—	—	—	—	3	—	—	—
	100	100.0	100.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100

In one rock specimen monoclinic pyroxene was also present. Bastite serpentine shows that enstatite was originally present in one rock sample. The tremolite is often partly altered to talc. The Cr-magnetite partly consists of larger grains of primary, chrome-bearing magnetite and partly of finer grains of secondary magnetite. The former appear in varying sizes between 0.1 and 2 mm, generally about 0.4, and the Cr-magnetite may be homogeneous but is often zoned with one or two other margins richer in magnetite, cf. photos, Figs. 23 and 24. They are generally corroded by antigorite.[1] Goethite and maghemite (Uytenbogaardt) may appear as alteration products. Goethite is also secondary after sulphides.

The fine-grained, secondary magnetite, of the usual colour of pure magnetite, often appears in strings, but also as solitary grains and even as replacing veins in chromiferous magnetite, cf. Figs. 25—32. It may also follow slickenside surfaces.

The sulphides vary greatly from occurrence to occurrence. The most common ones are pyrite, pentlandite, and heazlewoodite. Bravoite has been recognized in two polished sections, arsenopyrite in one and metallic copper in another.

---

[1] Antigorite also generally dissects the secondary magnetite, which is due to the fact that antigorite is a recrystallization product of earlier chrysotite.

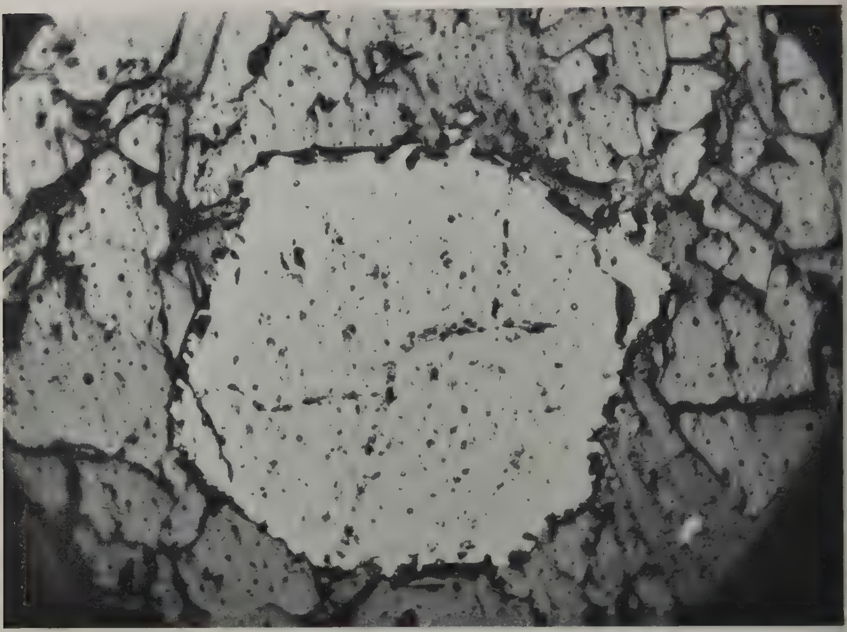


Fig. 23. Rhombohedral crystal of Cr-bearing magnetite with a thin margin of magnetite. Rönnbäck, about 110 ×.

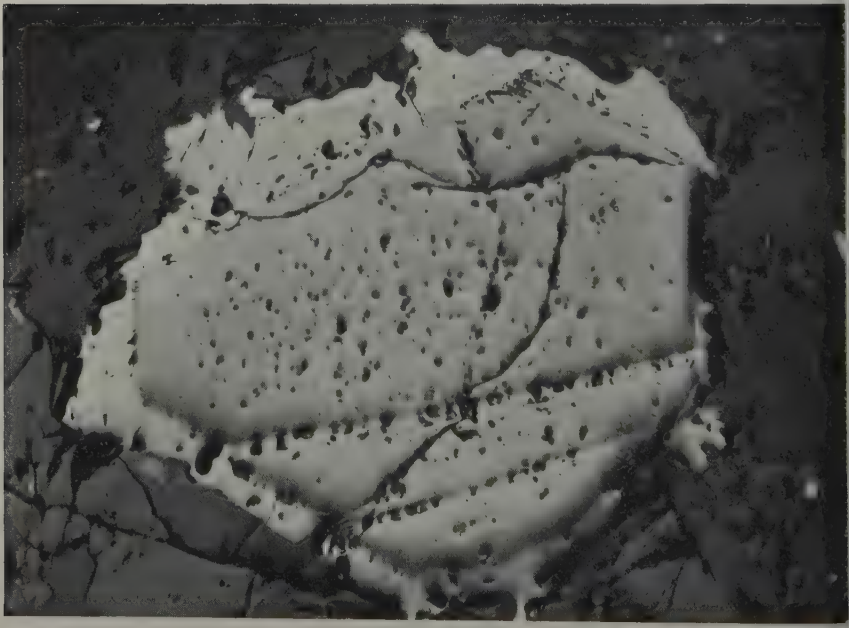
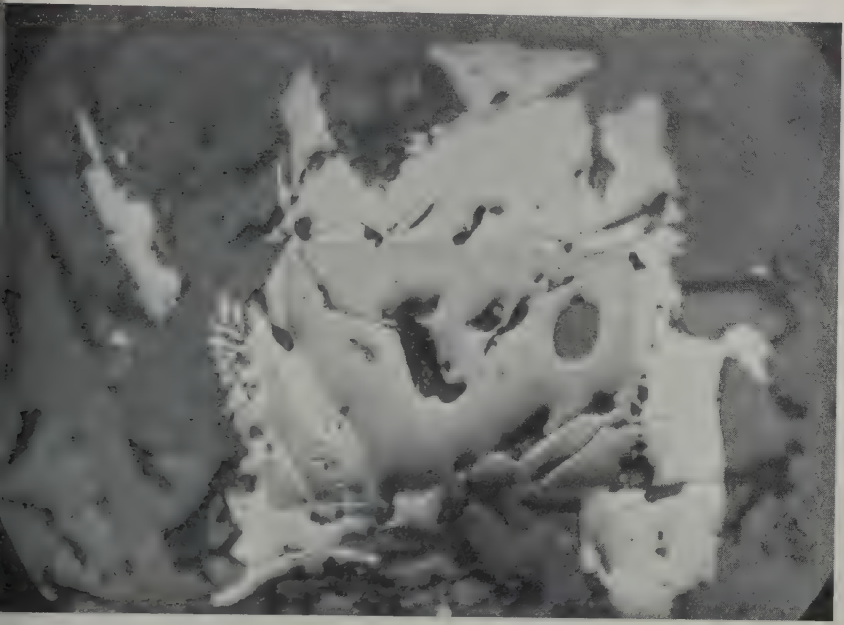
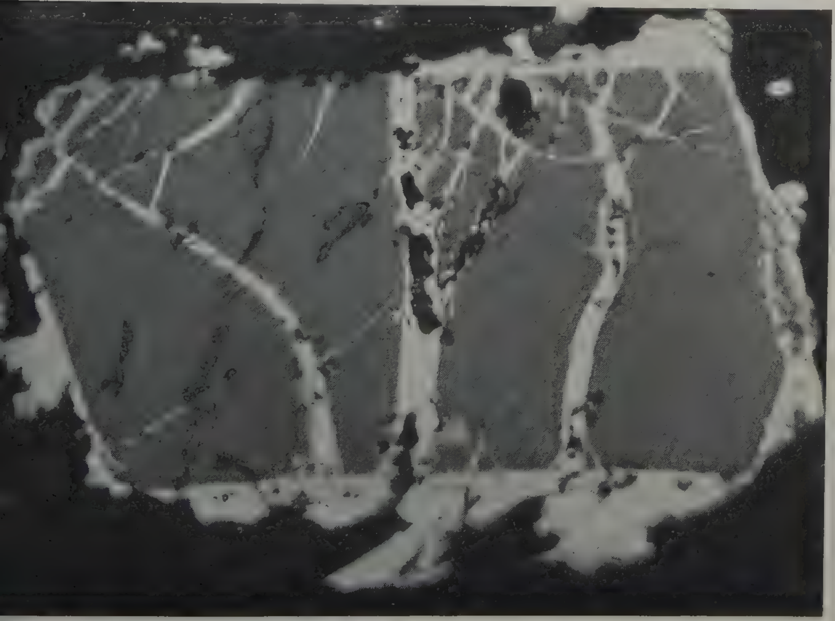


Fig. 24. Idiomorphic crystal of Cr-magnetite with a margin of secondary magnetite. About 130 ×.



ig. 25. Rectangular Cr-magnetite enveloped by secondary magnetite and partly replaced by it. Rönnbäck, about 200 ×.



g. 26. Idiomorphic Cr-magnetite with a margin of secondary magnetite which also places it vein-like. Intermediate product also discernible. Rönnbäck, about 240 ×.

A large sample from a peridotite outcrop between the two lakes Rönnbäcksjön and Seimajaure was chemically analyzed (Table 11). As a comparison the earlier analysis from Laisholm further north of Rönnbäck is given as No. D (Analyst R. Blix):

Table 11.

Peridotite from Rönnbäck. Analyst P. Lundman.

	11	D	Mineral composition, weight %	10	D
SiO_2	38.8	38.12			
Al_2O_3	0.20	0.20			
Cr_2O_3	0.38	0.45	Olivine 5 mol. %		
Fe_2O_3	3,9	4.89	Fe_2SiO_4	48	62
FeO	3.6	4.97	Tremolite	4.6	—
MnO	n. d.	0.23	Serpentine	42	31
MgO	44.3	44.94	Chlorite	—	0.4
Ni	0.33	[1]0.20	Carbonates	1	0.5
Co	0.016	[1]0.06	Magnetite	4	6
CaO	0.83	0.30	Fe-Ni sulphides	0.3	0.1
$Na_2O + K_2O$	—	0.03	Goethite	0.1	—
CO_2	0.46	0.24			
S	0.10	n. d.			
As	0.001	n. d.			
H_2O+	6.7	5.39			
H_2O-	0.17	0.20			
Pt		[1]< 0.1 gr/t			
	99.79	100.22		100.0	100.0
Sp. gr		3.12			

By separation with heavy liquids three separate products of the rock were obtained (H. Ornstein): serpentine, olivine, and ore minerals. The serpentine and olivine products were not pure minerals, the serpentine carrying some olivine and tremolite, and the olivine a little serpentine, ankerite, and tremolite. Recalculated analyses give for olivine: SiO_2 40 %, MgO 54, FeO 4, Ni 0.3 (4 mol. % fayalite); and for serpentine: SiO_2 39 %, MgO 45, FeO 2.8, Ni 0.15, H_2O 13.

The magnetic material was separated from the heavy fraction, and the smaller remainder (two fractions) analyzed with X-ray photographs and spectrographically (A. Danielsson). The main phase of the remainder was pyrite, and another one spinel (a very small part), other substances were not discernible in the X-ray photos. The two fractions showed approximately 3 and 8 % Ni (the latter was obtained from another rock sample than the analyzed rock specimen). According to the X-ray photo most of the nickel must be contained in the pyrite crystal gitter,

---

[1] Complementary values for the Laisholm analysis were determined by the Boliden Laboratory.

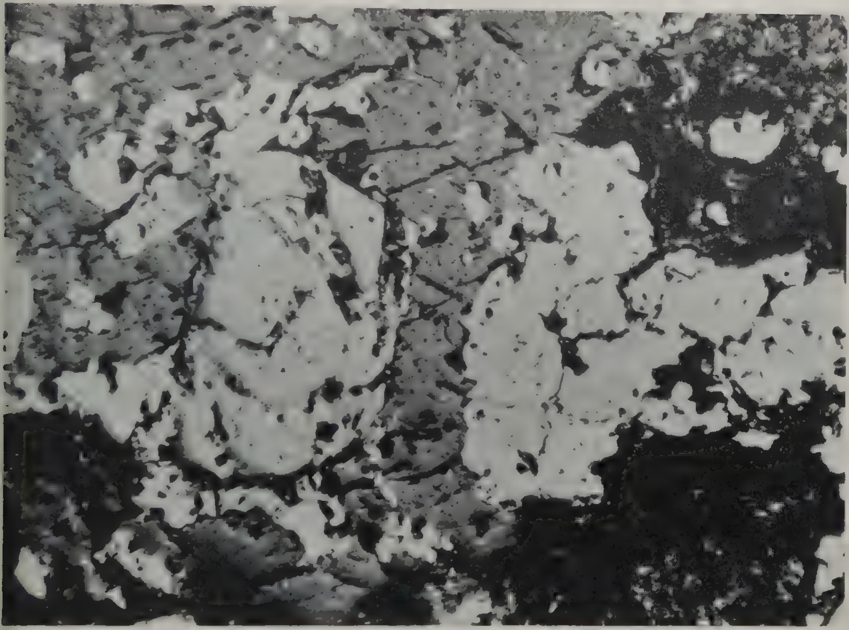
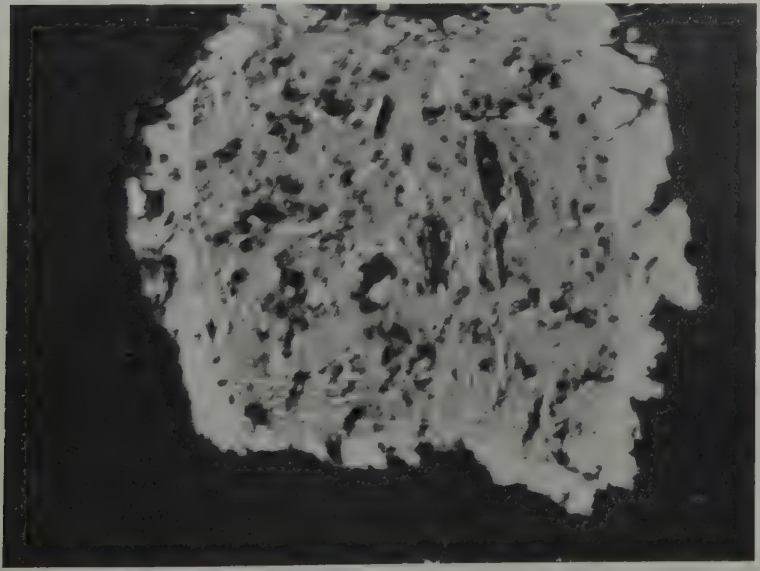


Fig. 27. Primary Cr-magnetite with a thin border of magnetite and dissected by magnetite. Close by a large grain of secondary magnetite (between serpentine and olivine). 80 ×.



ig. 28. Chromiferous magnetite with a shell rich in magnetite which enters the core n veins in crystal directions. A minute grain of sulphide at the outer margin. About 170 ×.

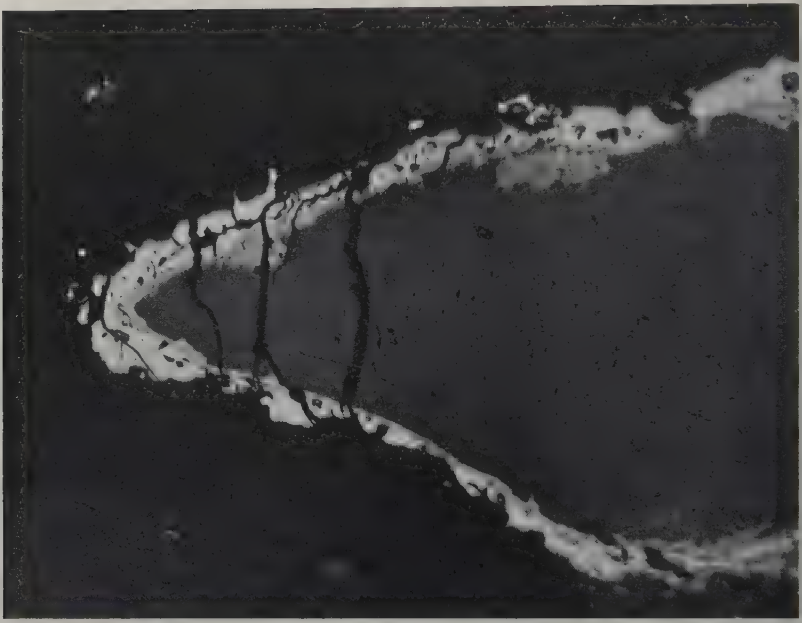


Fig. 29. Cr-magnetite with two thin shells of outermost magnetite and intermediate product. Rönnbäck, about 290 ×.

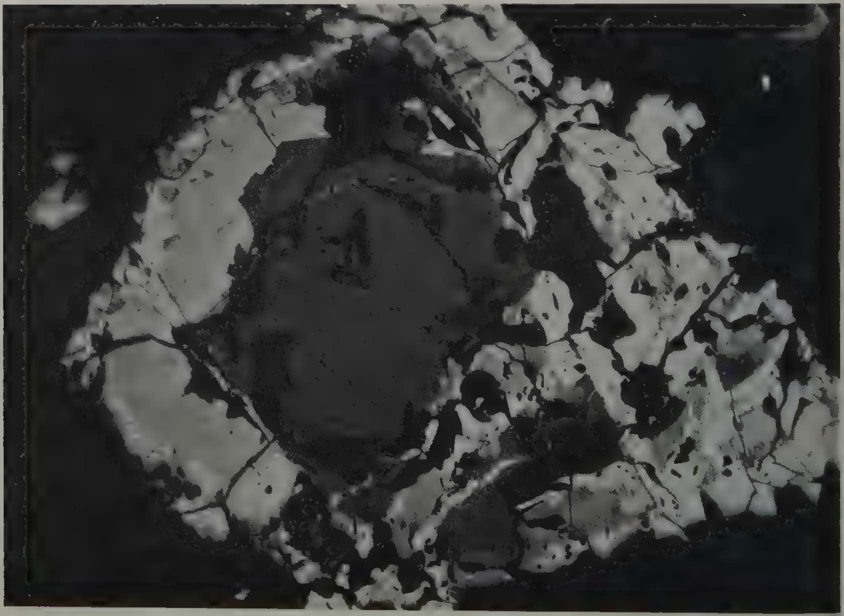


Fig. 30. Cr-magnetite replaced by unevenly zoned magnetite with remnants of Cr- magnetite in the shell. Quite black = antigorite. Rönnbäck, about 170 ×.

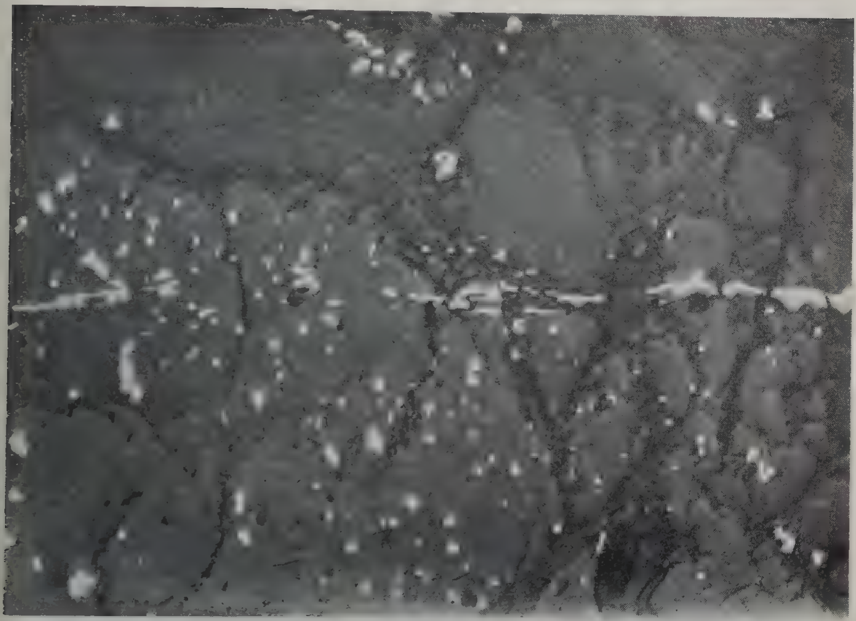


Fig. 31. Fine grains of secondary magnetite, about 0.02 mm in size, often arranged in strings and clusters. Rönnbäck, about 150 ×.

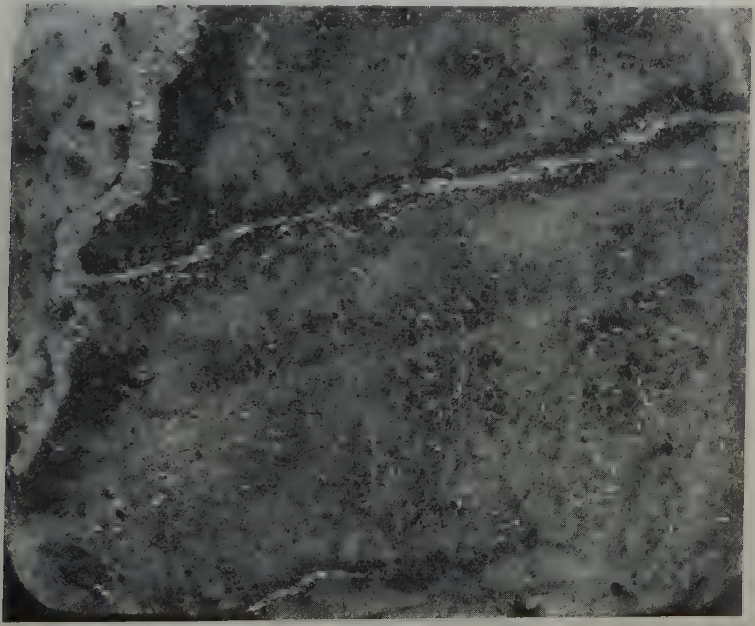


Fig. 32. Veins and slickensides of serpentine with scattered grains of magnetite. The surrounding rock is little altered dunite with solitary grains of Cr-magnetite. 3 ×.

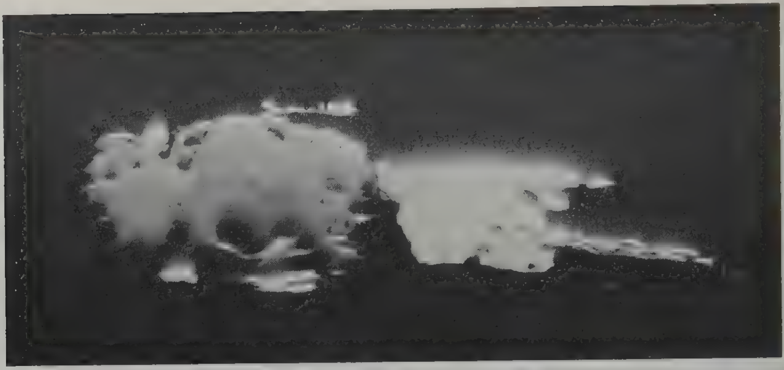


Fig. 33. Magnetite with remnants of chromiferous magnetite partly replaced by pentlandite, and a large pentlandite with heazlewoodite in the border and replaced by pyrite. About 350 ×.

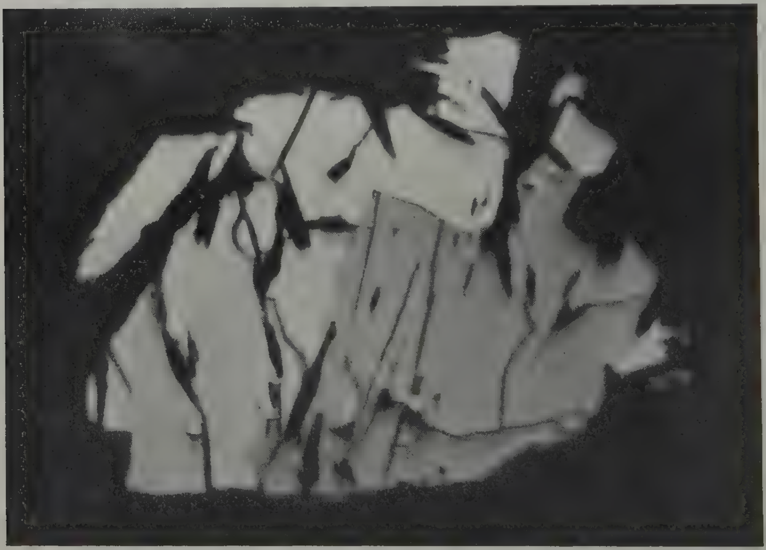


Fig. 34. Bravoite (gray) almost enclosed by pentlandite (dissected by antigorite, black). Rönnbäck, about 700 ×, immersion liquid.

according to the polished sections pyrite often appears as a replacement product of pentlandite.

P. G. Kihlstedt has made a preliminary investigation of the separation of ore minerals from a locality S of Lake Rönnbäck. His report may be summarized as follows: »A microscopic investigation of the ore minerals shows that magnetite and »chromite» partly appear in the same mineral in the peridotite. In some ore grains of a size of about 0.2—0.6 mm there appears a kernel of crystalline »chromite» enveloped by an irregular shell of magnetite. The »chromite» crystal is often fractured and the fractures filled with magnetite. The magnetite may also replace the faces of the »chromite» crystal.

In the silicate minerals a small quantity of sulphide minerals appears. very finegrained, but sometimes of a size of 0.1 mm. This mineral appears, too, in certain cases as inclusions in the larger chromite-magnetite aggregates.

By separation the following magnetite concentrate was obtained: Cr 2.9. Fe 31.3, Ni 0.36. In another assay a little more nickel was obtained: Cr 2.7, Fe 29.5. Ni 0.61, S 0.28. By flotation the best nickel product obtained was 5.5 % Ni. The low value is due to the minute grains of the sulphide and to the fact that not all of the nickel is bound in sulphides. Other flotation products in very small quantities were: Cr 0,42, Fe 2,43, Ni 0.14, which gives a Cr/Fe proportion of 17,3 %. It was higher in the finegrained slime, which shows that some grains are much richer in chromite while a great part of them do not have 10 % Cr/Fe, viz. the secondary magnetite precipitate. Upon repeating the flotation a small Ni-sulphide concentrate was obtained: Cr 0.12, Fe 9.5, Ni 5.5, which shows that Fe may almost be double that of Ni in the sulphide mineral. The chromite concentrate at the same time was: Cr 0.56, Fe 2.64. Ni 0.13, i.e. Cr/Fe 21 % (but very little enrichment of Cr in proportion to the original rock). When a magnetic concentrate was divided by shaking the table the first product obtained was: Cr 3.07, Fe 28.7, Ni 0.27 %. which gives a Cr/Fe value of 10.7 %. We may thus state that the whole Cr-bearing magnetite mineral has an approximate Cr/Fe proportion of 1/10, while the pure core has a proportion of 1/5, which locally may be as much as 1/3. The average Ni/Fe proportion in the sulphides investigated is about 58 %.

The appearance of the ore minerals is illustrated in the photos, Figs. 23 to 36, where the original chromiferous magnetite often has a crystal form and is enveloped by an irregular margin of magnetite, which may dissect or replace the chromiferous centre, often following crystal directions. The outer margin has sometimes two or three outer shells, which may also have isolated remnants richer in chromite. Figs. 33 to 36 show the appearance of pentlandite, bravoite, pyrite, and replacing goethite in the border of the sulphides. The sulphide is often associated with the secondary magnetite.

In the region around Laisholm (N of Tärnaby) there are several small bodies of peridotite in different stages of alteration. They all carry the usual content of chromium, but a little less nickel than the

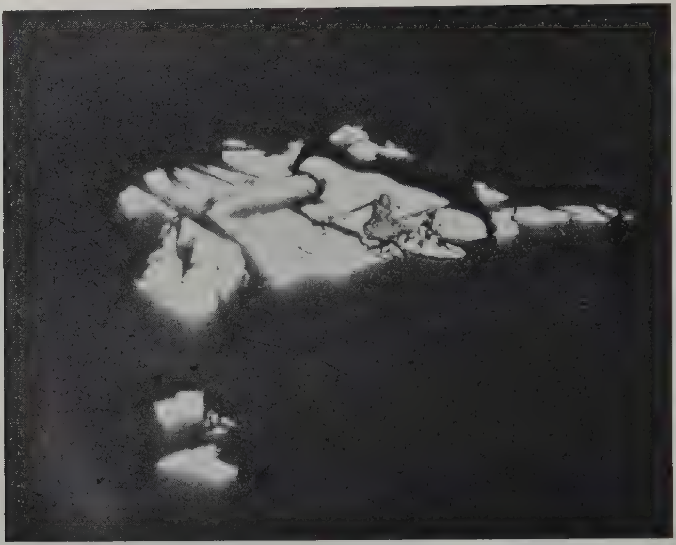


Fig. 35. Bravoite (gray) within pentlandite is partly replaced by goethite. Immersion liquid. About 360 ×.

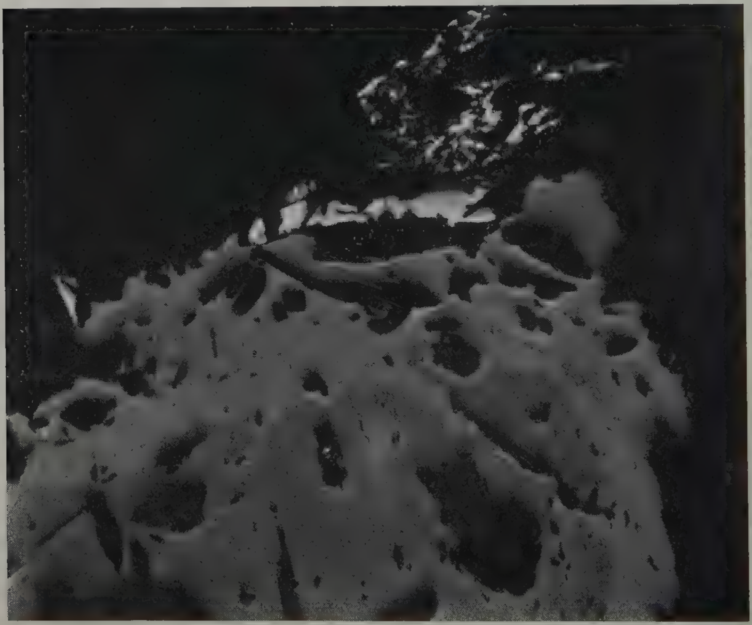


Fig. 36. Magnetite (and Cr-magnetite) at the margin replaced by pentlandite (white) which is partly altered to goethite (black). The upper part of the pentlandite is replaced by pyrite and goethite. Immersion liquid, about 350 ×.

average of the peridotites, thus averaging 0.18 %. Two analyses of Co show 0.06 and 0.01 %. All the rock samples analyzed were sulphur-bearing and it is conceivable to assume that the largest part of the nickel is bound to sulphur. Pentlandite seems to be the most common sulphide, followed by heazlewoodite.

The petrography of the Laisholm peridotite and its alteration to soapstone has been described in the earlier paper.

Säkok Ruopsok in Norrbottens Lappmark

The Säkok Ruopsok occurrence of saxonitic dunite was described in the 1935 paper. Due to stress at the contact of the massive the olivine grains at the border of the rock complex are more or less granulated. The petrography of the rock is somewhat irregular in composition, owing to strong local variations of hydrothermal alteration. Some volumetric analyses will be given in order to show the mineral variations within the same rock complex, Table 12:

Table 12.

Volumetric analyses of rock specimen from Säkok Ruopsok.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i
Olivine	85.5	84	80	79	76	75	72	50.5	—
Bronzite	2.9	0.3	2	0.6	2	6	8	0.1	4
Tremolite	10	12	8	5	8	3	8	3.5	—
Chrysotile	—	0.1	3	0.6	1.4	—	0.4	28	—
Antigorite	—	—		—		—	—		—
Chlorite	1.3	2	2	11	4	5	9	0.3	27
Talc	—	0.8	3	1.6	7	10	—	14	1.8
Carbonate	—	—	—	1.6	—	—	1.8	tr.	34
Cr-magnetite	0.3	0.8	2	0.6	0.8	1	0.8	3.5	33
Sulphides					0.5			0.1	0.2
Secondary spinel	—	—	—	—	0.3	—	—	—	—
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

The serpentinization of the rocks is generally slight or almost absent, but the hydrothermal alteration with a formation of secondary tremolite, chlorite (penninite to kämmererite), talc and carbonate (breunnerite and ankerite) is often pronounced. The orthorhombic pyroxene and the tremolite are more or less altered to talc and sometines to chlorite. The chlorite is often associated with the chromiferous magnetite. The degree of hydrothermal alteration differs very much from pure peridotites to rocks almost like soapstone as local lumps.

An earlier chemical rock analysis will be given in Table 13 (the Ni, Co, and S values were determined by the Boliden Laboratory):

Table 13.

Saxonite from Säkok Ruopsok. Analyst R. Blix.

		Mineral composition, weight %	
SiO_2	34.70		
Al_2O_3	0.74		
Cr_2O_3	0.60	Olivine (8 % Fe_2SiO_4)	62
Fe_2O_3	1.55	Enstatite	3
FeO	6.95	Kämmererite	4.3
MnO	0.11	Talc	5
MgO	43.79	Serpentine	1
Ni	0.21	Tremolite	4
Co	0.02	Breunnerite	17
CaO	0.52	Chromite	3.4
$Na_2O + K_2O$	0.10	Magnetite	
CO_2	8,85	Sulphides	0.3
H_2O+	1.06		
H_2O-	0.23		
S	0.11		
	99.54		100.0
Sp. gr.	3.26		

The distribution of the clusters of chromitic ore minerals is irregular and the clusters are generally accompanied by a rather strong hydrothermal alteration of the primary silicate minerals. The magnetite minerals,

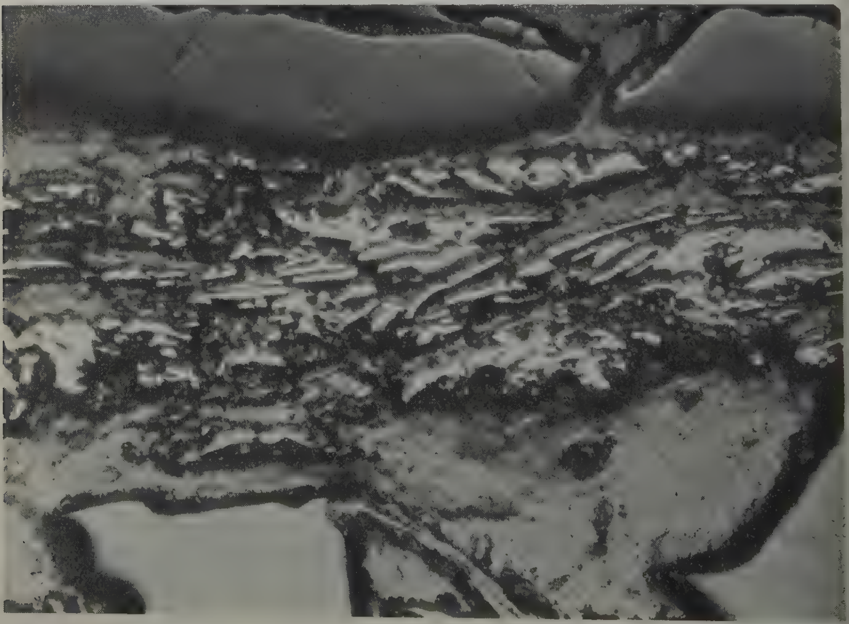


Fig. 37. Lamellated magnetite in a vein of secondary talc. Säkok Ruopsok, about 190 ×.

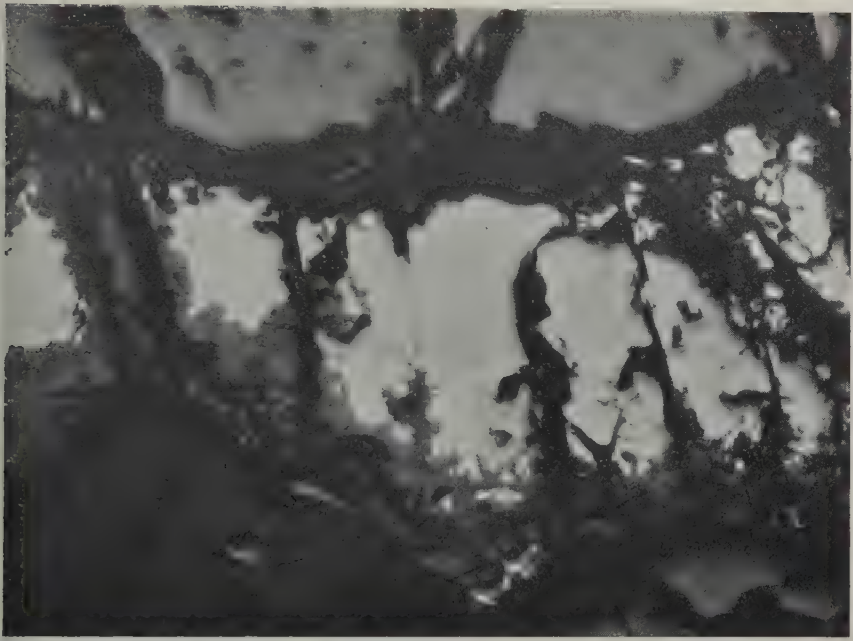


Fig. 38. Heazlewoodite with beginning alteration to goethite along the margins. The grains above are Cr-magnetite. About 350 ×.

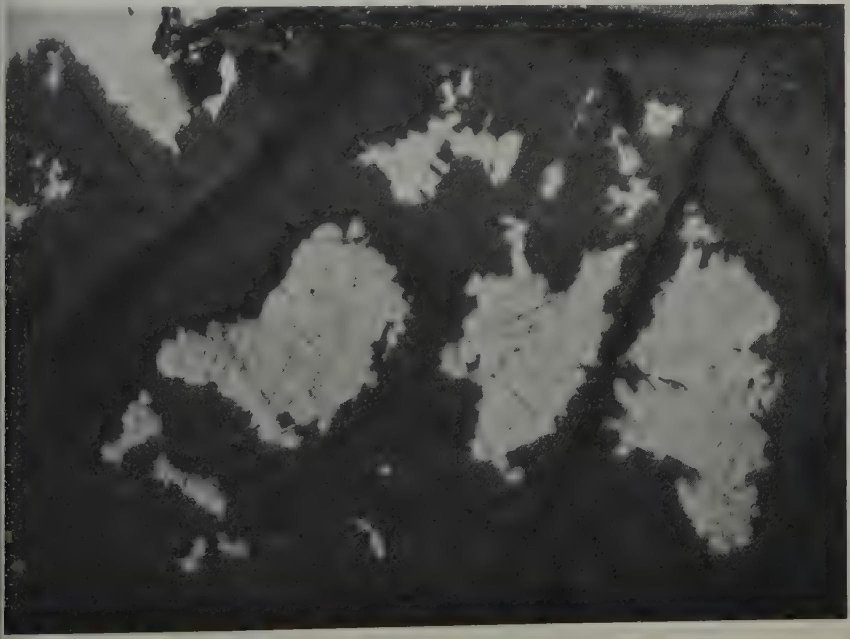


Fig. 39. Heazlewoodite as remnants in goethite. Säkok Ruopsok, about 365 ×.

generally about 1 mm in size, are thus partly chromitic magnetite or chromite (which generally are homogeneous but which may have secondary rims of magnetite or a beginning alteration to magnetite in the borders) and partly magnetite (Cr-magnetite). Secondary magnetite was also formed during the hydrothermal alteration. The photo, Fig. 37, thus shows lamellated magnetites in a talc-serpentine vein through the peridotite. The magnetite was evidently recrystallized by secondary movements (schistosity). Minute, dust-like, secondary magnetites have also been observed.

There are often relatively many grains of sulphides which may be up to 1 mm in size. Pentlandite, heazlewoodite, and bravoite have thus been observed. The heazlewoodite is often more or less altered to goethite and in some cases it only occurs as remnants in the goethite, cf. photos, Figs. 38 and 39. Pyrite has been observed in one rock specimen.

Feragen, Norway, close to the Swedish border

Feragen is situated about ten km from the Swedish border, between the lakes Röragen, Feragen, and Gjetsjöen, SE of Röräs. The area of the peridotite is about 17 square kms, almost rectangular. It is surrounded by quartz mica-schists, and schistose gabbrodiorite. At the northern contact and at two other places above the peridotite, serpentine conglomerates cover the ultrabasic rock.

The ultramafic is often very much serpentinized. The original composition was a saxonitic (to lherzolitic) peridotite with predominating olivine, but generally with about 5 % of orthorhombic pyroxene, which may vary between 0 and 30 %. A little monoclinic pyroxene is often present too. As the pyroxene generally is altered, it is often hard to distinguish between orthorhombic and monoclinic pyroxene. The serpentinization is rather strong, but it is especially pronounced at or around chromite dikes or veins and at the contact to other rocks.

The Feragen peridotite is very rich in chromite veins or schlieren. It has been mined or quarried at about 100 localities and all of the visible wide dikes have been broken by now. In the neighbourhood of the mines and at other places only veins or thin dikes of chromite, generally less than one dm in width, are now to be seen. The widest one observed by the author was 15 cm in width (for a single straight vein). Valuable information from the chief mining period during the first world war was given me by the former ganger John Nielsen.

The larger chromite dikes mined mostly strike NW, varying between NNW and WNW, with a more or less vertical dip. The smaller ones,

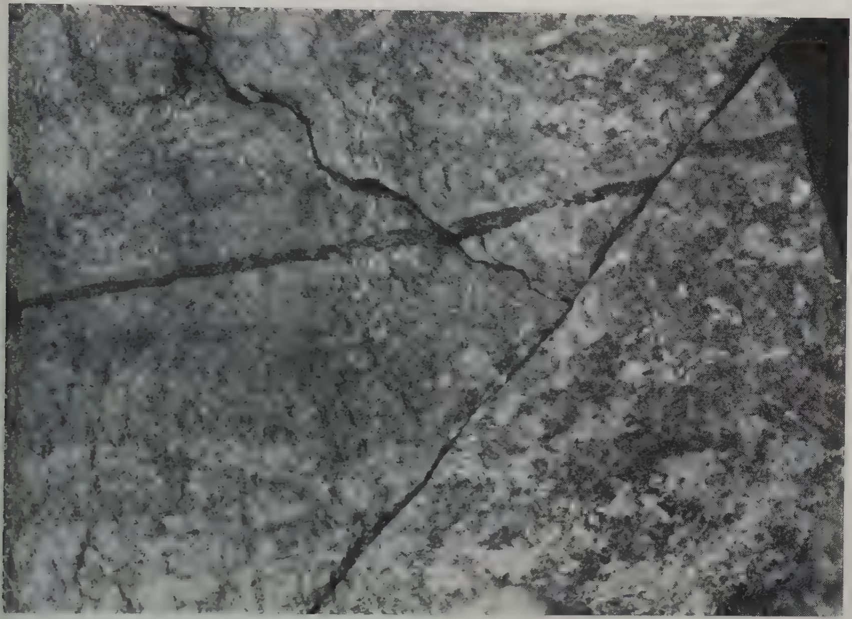


Fig. 40. Single vein of chromite about 4 cm in width visible for about 20 m. Feragen, northern slope.

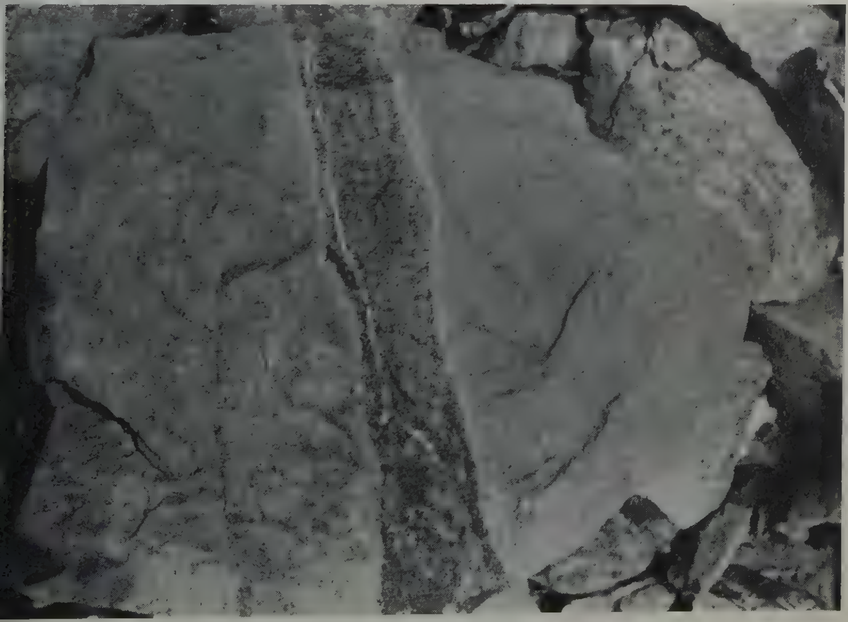


Fig. 41. Dike of chromite ore, not quite compact, in serpentinite. Width 1 dm.

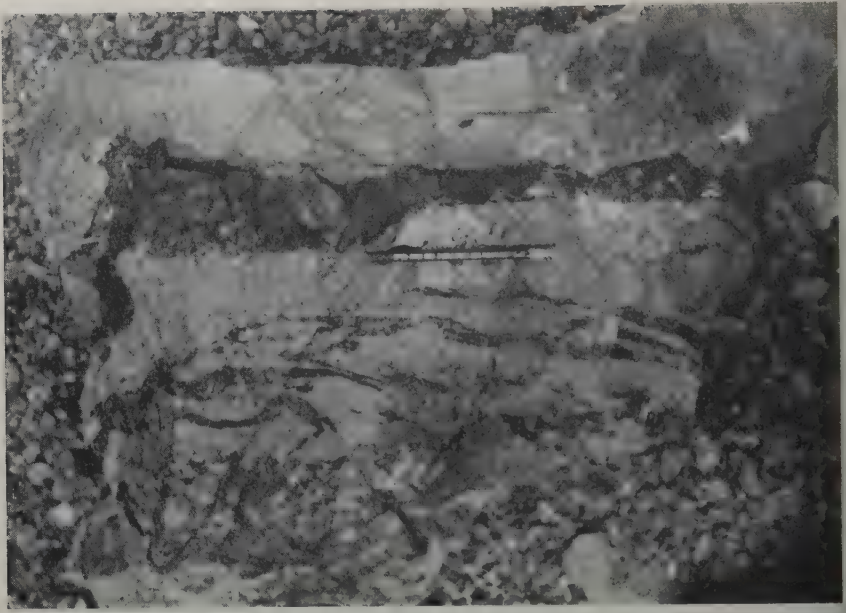


Fig. 42. Chromite dike with parallel, irregular veins of the same material in serpentinite.

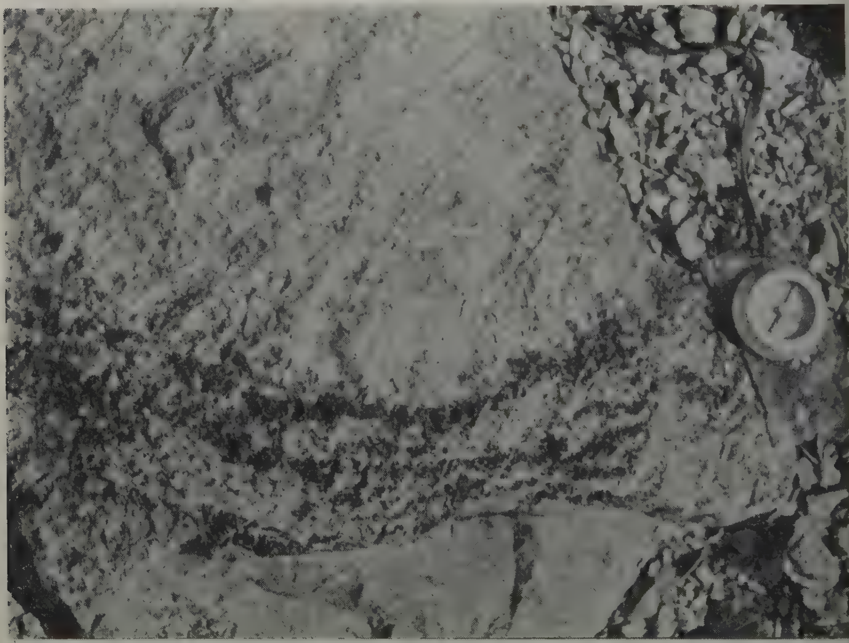


Fig. 43. Schlieren-like veins of chromite in serpentinite.

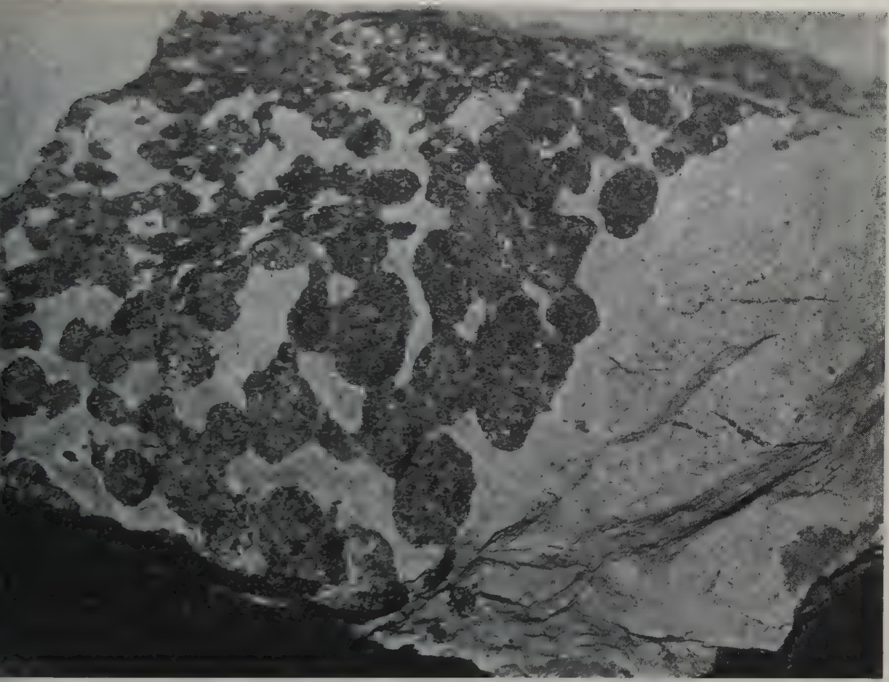


Fig. 44. Leopard ore in serpentinite. The Skal mine. Photo by C. Burlin.

however, are less regular in strike and are often directed ENE or NE. They may be straight, single veins (cf. photos, Figs. 40 and 41), but complex veins and very irregular veins are also seen (cf. photos 42 and 43). The veins or dikes are often more or less compact, but in some occurrences the compact ore changes into clusters of rounded grains of chromite, generally from $^1/_2$ cm to 2 cm in diameter (cf. the photos, Figs. 44—46 in natural size). This appearance is evidently similar to the grape ore or leopard ore (cf. descriptions by Johnstone /12/, Donath /4/, and Hiessleitner /10/). It is a less compact crystallization of the ore material towards the surrounding serpentinite but with rather arge spherical or ellipsoidal chromite grains surrounded by serpentine and chloritic) material.

The chromite dike of the Rödtjärn mine in the western part of the peridotite massive strikes NW with a steep north-easterly dip. It eems to have been altogether 280 m in length. The best part of it was bout 60 m long and 80 m deep. The broader part of it was about $^1/_2$ m in width. Ore mined, sorted by hand, held about 45 % Cr_2O_3 n the best part. The long vein or dike of the Leigh mine, to the NE f the Rödtjärn mine, with its continuation toward the SE (Kampen

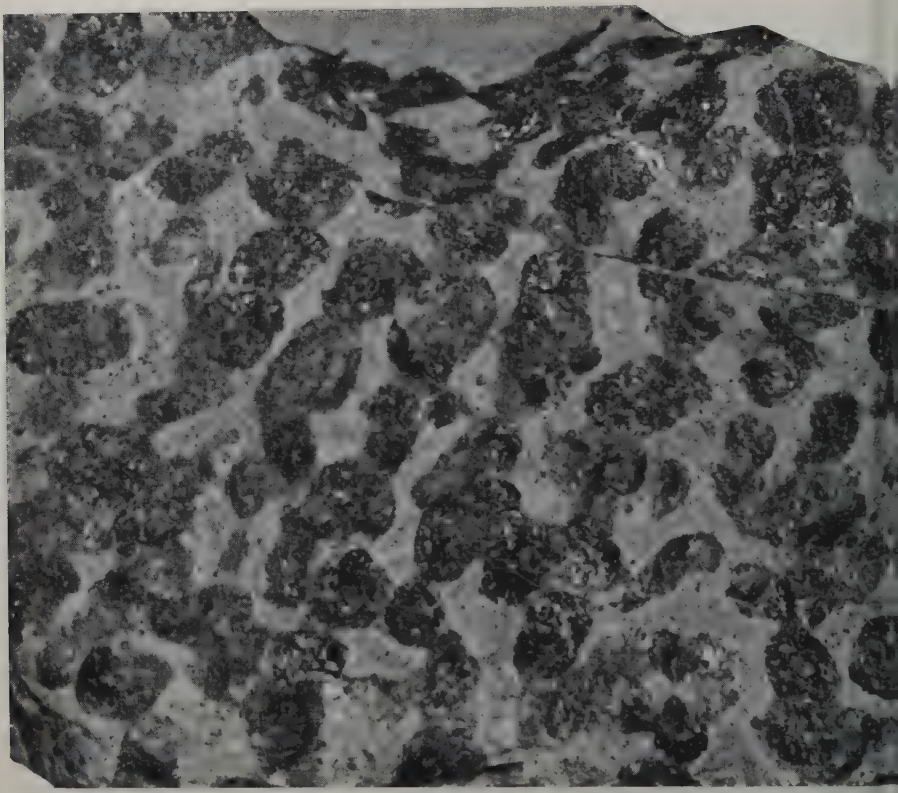


Fig. 45. Leopard ore. The Skal mine. Natural size. Photo by C. Burlin.

ore, etc.), is several hundred m in length, but with interruptions, and it continues by the Koiedals mine towards Fanten, en echelon. The regular Leigh ore vein is perceived as a straight vein generally less than one dm in width at the surface to a length of 100 m (cf. photos, Figs. 47 and 48). The ore was partly much wider in lower levels, with a largest width of 2 metres. The best part of the ore mined had an average width of about 1 m. The depth of the ore mined was about 80 m, thinning out and widening again several times. Sorted ore held an average content of 38 % Cr_2O_3. The strike of the ore is N 60°W. The dip is about vertical. Both the Rödtjärn and the Leigh ore are surrounded by serpentinized rock.

An interesting phenomenon in the neighbourhood of these mines are stripes of completely serpentinized rock in the saxonite, with the same strike as that of the chromite dikes, viz. about N 55° W between the Rödtjärn and Leigh mines. This serpentinization thus seems to

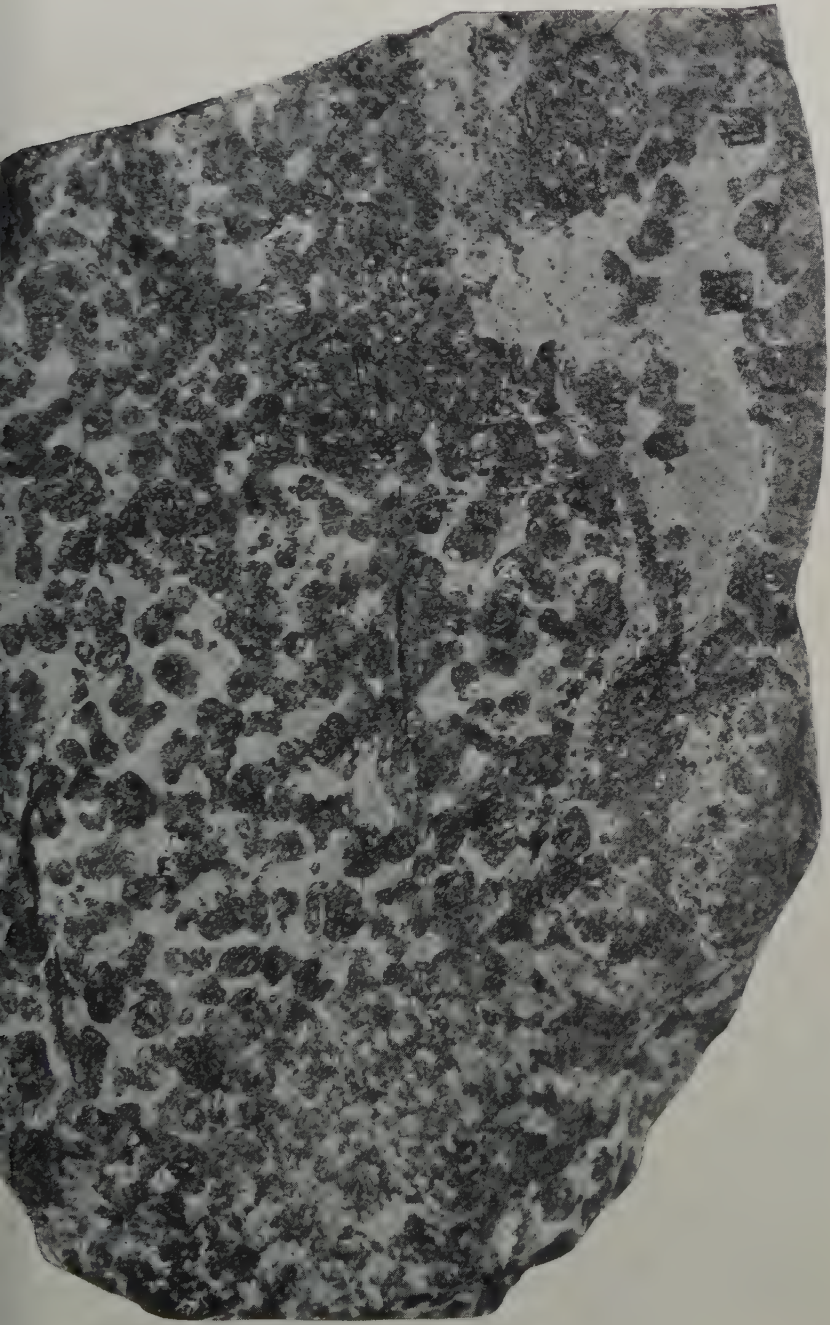


Fig. 46. Irregular leopard ore. The Skal mine. Natural size. Photo by C. Burlin.

have followed the same direction of weakness in the rock massive as the chromite ore. It is conceivable that this serpentinization closely followed the formation of the chrome ore. The later and general serpentinization has an abundant crosswork of serpentine veins, more or less asbestos-like, which have directions that do not coincide with those of the chromite veins, the dip also being different. The most common direction of the serpentine veins is northeast with another direction making an angle of less than 90° with the former one. The dip of the serpentine veins is seldom vertical, generally 45—60°. These serpentine veins are certainly late in origin and they probably originated during the maximum folding of the region or during the overthrust movements towards the south-east.

The general composition of the peridotite or serpentinite will be seen by a collection of mineral analyses calculated from thin slices and polished sections and presented in Table 14.

Table 14.

Volumetric composition of peridotites and serpentinites from Feragen.

	Dunite	Saxonite (lherzolit)				Serpentinite at outer contact	Serpentinites close to Cr ores		
	a	b	c	d	e	f	g	h	i
Olivine	59.5	27	33.5	27	23	5	1.5	—	—
Bronzite (+ diopside)	—	1	3.2	3.8	4	—	—	—	—
Fibrous alteration of pyroxene	—	9	10	7	1.5	—	—	—	—
Reaction rim around same	—	4	4	10	—	—	—	—	—
Mesh-structure serpentine	35.5	13	—	5	—	1.6	27	78	43
Greenish gray, pigmented serpentine	—		9.3	2.7	31	10	—	—	—
Light-coloured, recrystallized serpentine	1.5	37	30.4	39	36	69	—	—	—
Serpentine pseudomorphs after olivine	—	—	—	—	—	—	19	14	34
Bastite serpentine	—	4	6	1	0.4	2.2	—	—	—
Cr-magnetite or chromite	1.9	2	1	1.4	1.2	1.3	1.0	0.6	14
Secondary magnetite	1.6	3	1.6	3	2.8	7	0.3	0.3	0.6
Chlorite	—	—	1	0.1	0.1	3.5	3	3	—
Talc and carbonate	—	—	—	—	—	0.4	1	—	7.4
Sulphides	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	n. d.	0.1	0.1	n. d.
Goethite	—	—	—	—	—	—	0.1	—	—

The composition of the peridotite varies between dunite and saxonite with the latter preponderant, but the pyroxene (generally enstatite or bronzite) is more or less altered to fibrous aggregates similar to the formation of reaction rims around olivine in certain gabbroic rocks. In this case, however, the core is composed of orthorhombic pyroxene enveloped by a fibrous shell, similar to asbestos. The outermost part of the fibrous shell is pigmented by a greenish gray powder, probably composed of spinel just as in regular reaction rims around olivine in gabbro. The minerals of the fibrous shell are hard to distinguish: what might be fibrous bronzite and what actinolite or cummingtonite. They are partly altered to serpentine (bastite) and sometimes also to talc. Monoclinic pyroxene (diopside) has been observed in at least two rock samples, but it is not as frequent as orthorhombic pyroxene. It is also partly serpentinized. The olivine, originally one or two mm in size, first altered to regular, thin serpentine veins and then to a greenish gray serpentine with suspension of the ferrous oxide. A later alteration is the formation of quite light-coloured serpentine, antigorite laths, with a precipitation of magnetite. There are thus the common large chromiferous magnetite grains of the size of about 1/3 mm, and the fine, secondary grains about 0.01—0.02 mm. The chromiferous magnetite has a margin of magnetite and it is often somewhat replaced by it. Some grains of chromiferous magnetite may be recrystallized.

The sulphide grains are of the magnitude 0.005 mm. There are pyrite and probably also pentlandite, but the sulphide grains are often too small to be recognized with certainty. The sulphide grains of the peridotite and serpentinite are smaller and fewer than the metallic and sulphide grains of the chrome ores.

The ultramafics close to the environing rocks are much more serpentinized, the secondary serpentinization is more complete and much more secondary magnetite is thus formed.

The serpentinites at the chrome ores have quite a different development. They have the mesh-structure serpentine veins and the greenish gray serpentine around the olivine grains, but none or very little of the secondary antigoritic serpentine with magnetite precipitation. The olivine grains are more or less completely pseudomorphosed of light-coloured serpentine with the remaining appearance of the olivine intact. Very little fine-grained magnetite is formed (a little in the serpentine veins) and the proportion of chromiferous magnetite or chromite o secondary magnetite is large, being small in the other serpeninites. The chromites of the chrome ore are also very little altered by the formation of secondary magnetite, the chromite thus generally being quite homogeneous. In the case of the chrome ores themselves here may be a few more remnants of unaltered olivine than at the utside of the ore, just as it was at Rautats. As is the case within the hrome ore, some secondary chlorite also formed in the serpentinite around the ore. It was probably formed as a secondary reaction product. This serpentinite at the chrome ore thus seems to be the product of a kind of metasomatic alteration different to the regular serpentinization of the peridotite.

A rock sample of a common type of saxonitic peridotite between the Rödtjern mine and the Leigh mine has been chemically analyzed, Table 15.

Table 15.

Serpentinized saxonite. W of the Leigh mine, Feragen. Analyst Å. Olofsson.

SiO_2	38.5 %
Al_2O_3	2.1
Cr_2O_3	0.57
FeO (total iron)	11.3
MnO	0.52
MgO	39.4
Ni	0.26
S	0.10
CaO	0.63
H_2O+	8.5
	101.88

Mineral composition, weight %	
Olivine (9 mol. % Fe_2SiO_4)	25
Serpentine	60
Enstatite	1
Amphibole	6
Chromite (weakly magnetic)	0.3
Chromiferous magnetite	2.5
Secondary magnetite	3
Spinel	2
Sulphides	0.2
	100.0

It is a fairly ordinary type of peridotite, its composition being similar to those of Handöl, Sråttekjaure, or Laisholm as given in the author's earlier paper (5). It is a little richer in iron and aluminium than the average serpentinized peridotite.

The composition of the ore minerals is based on four rock sections and compared with the results received by concentrations with Clerici's liquid (H. Ornstein). The almost non-magnetic fraction showed a little more chromite than sulphides. The sulphides (very minute grains) seem to be chiefly Ni-bearing pyrite,[1] but other minerals not distinguishable are also present.

The coronas around the remaining orthorhombic pyroxene consist chiefly of a greenish amphibole, which may be an actinolitic hornblende, but cummingtonite may also be present. The outer rim has a fine powder of a spinellike mineral calculated to be about 2 %.

The composition of the chromiferous magnetite according to an incomplete analysis of a small magnetic concentrate was: Cr_2O_3 13,1 %, Al_2O_3 4.4, FeO 57, MgO 11.7, Cr/Fe 0.2 (P. Lundman). Remaining SiO_2, H_2O, and other elements were not determined. A calculation of the pure ore mineral gives about the following composition: Cr_2O_3 16.5 %, FeO 70.5, Al_2O_3 5.8, MgO 3.8 (Cr/Fe 0.2). There should also be some manganese. The iron is partly in the trivalent state.

---

[1] According to X-ray analyses pyrite is the predominant sulphide.

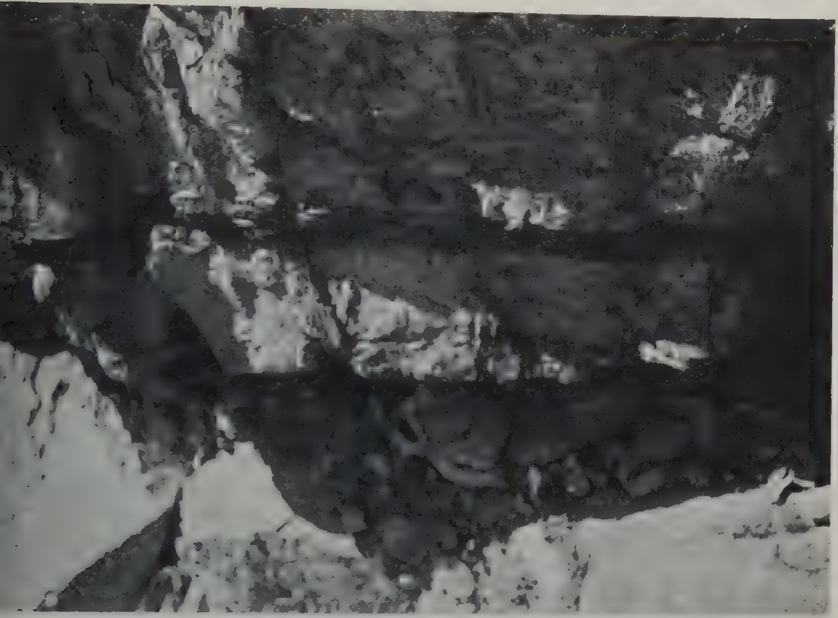


Fig. 47. One-dm wide dike of chromite at the Leigh mine.

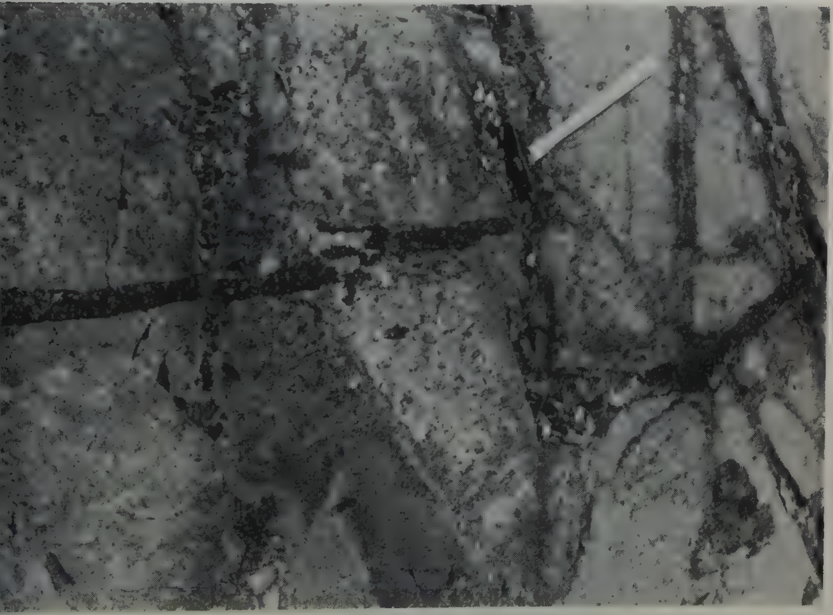


Fig. 48. Offset dike of the Leigh ore (with some perpendicular veins of chromite).

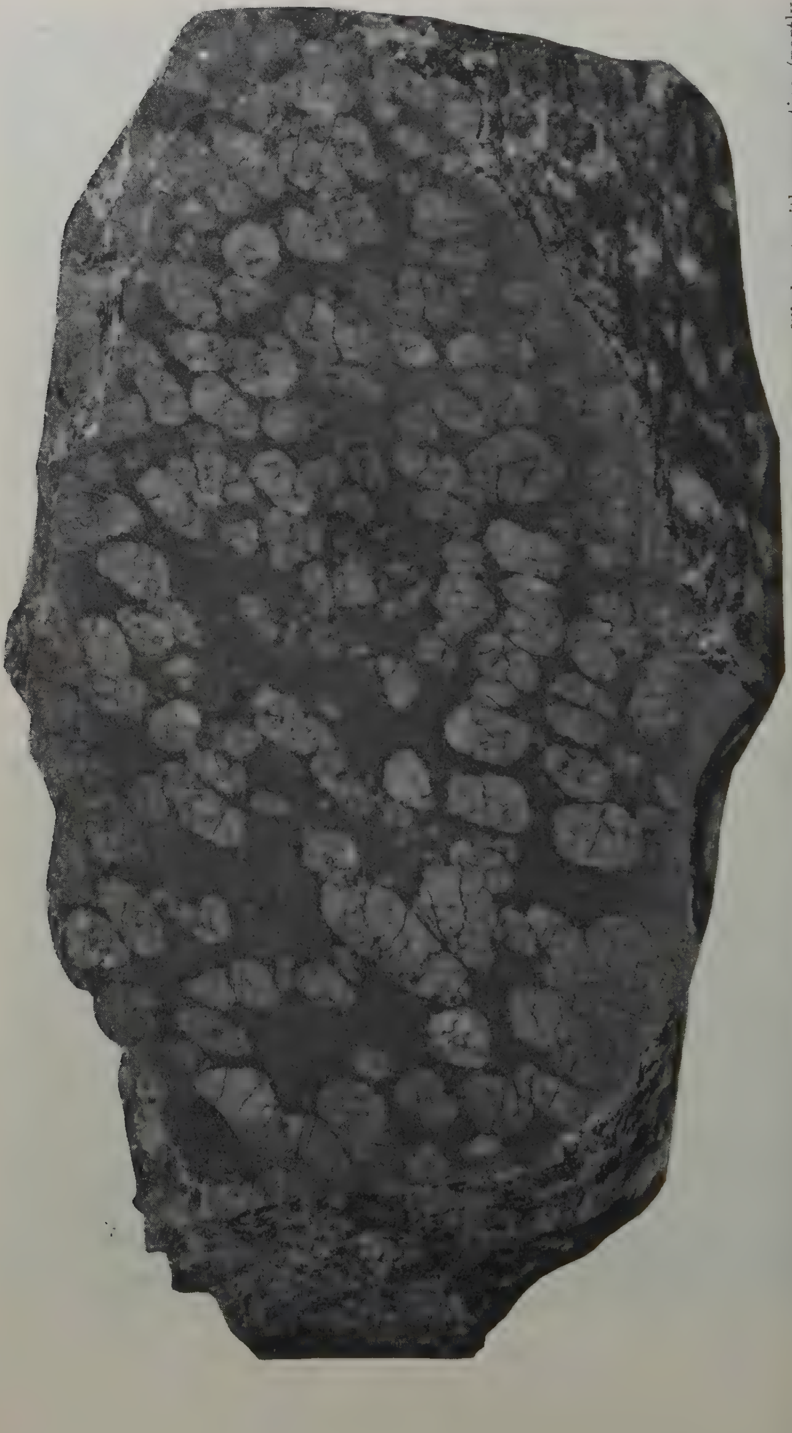


Fig. 49. Polished surface of leopard ore showing cracks and crystalline directions in chromite grains filled out with serpentine (partly also chlorite). Nat. size. Photo by C. Burlin

The analyses show that the peridotite of Feragen has a chromiferous magnetite a little richer in chromium than the other occurrences investigated. The frequency of a chromitic core in the magnetite is also a little more pronounced than in the other occurrences. This is also in accordance with the greater frequency of chrome ores in this district.

Old analyses of chromite from Feragen (performed at the Falu mine /E/ and at Freiburg in Germany /F/) gave the following results (according to copies received from John Nielsen):

	E	F
Cr_2O_3	54.08 %	55.83 %
Al_2O_3	9.02	0.31
FeO	25.66	38.07
MgO	5.36	4.04
CaO		0.55
SiO_2	4.83	1.61
Loss at ign.	1.05	—
	100.00	100.41
Cr/Fe	1.85	1.29

The aluminium and iron contents of analysis F seem to be unreliable. The analyses indicate picked out material of chromite very rich in chromium and may thus be from the Ler mine, which was one of the richest in Cr.

To show the mineral composition of chrome ores from different mines, Table 16, below, has been compiled on the basis of rock slices and polished sections of ore samples:

Table 16.

Volumetric composition of chrome ores from different mines.

	Amalia mine	Julius mine	Skal mine	Skal mine, leopard ore	Svinet mine	Mynta mine a	Mynta mine b	Leigh mine
Chromite	41	50	82	52	83	85	57	66
Serpentine veins (sometimes with a little secondary antigorite)	30	24	3	26	7,5	1,2	23	17
Amorph-like serpentine (with beginning crystallization into chlorite-antigorite)	11.6	8.9	0.5	6.7	8.8	—	4.3	4
Chlorite	17	17	9	13	0.5	13	6	11.9
Pseudmorphs after olivine	—	—	1.4	0.1	—	—	9	—
Olivine	—	—	4	—	—	—	0.4	1
Bronzite	—	—	—	—	—	—	0.1	—
Talc	—	—	—	0.1	—	—	—	—
Metal and sulphides	0.1	tr.	0.1	0.1	0.1	0.8	0.2	0.1
Secondary magnetite	0.1	0.1	—	2	0.1	—	—	tr.
Secondary spinel	0.2	—	—	—	—	—	—	—
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

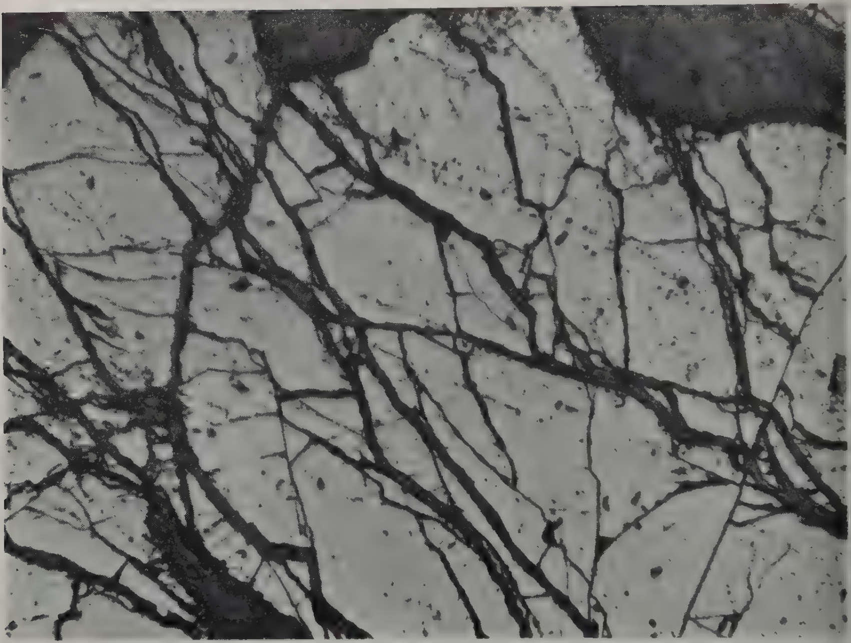


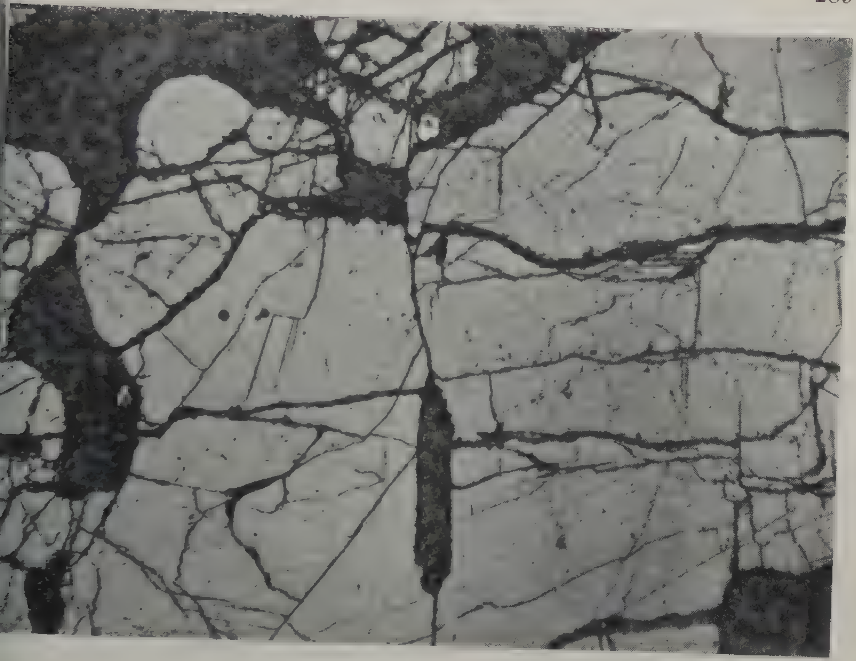
Fig. 50. Cracks in chromite filled out with serpentine or chlorite. About 40 ×.

The chromite generally appears as rounded grains passing over into more or less compact ore which is dessected by thin veins of serpentine (which may be transformed into chlorite).

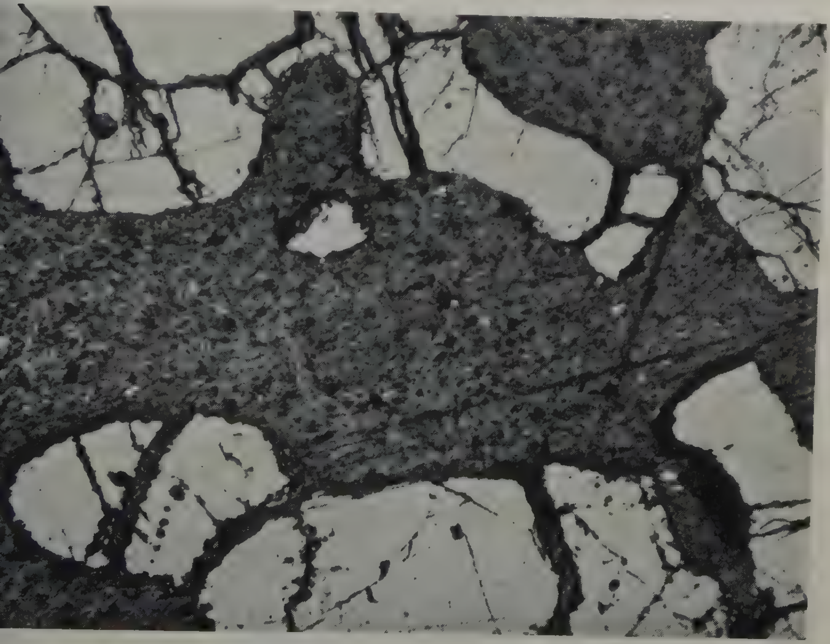
These serpentine veins follow crystal directions or cracks in the chromite as shown by the photos, Figs. 49 and 50. The compact chromite ore sometimes passes over into nodular or leopard ore, which often is rather regular in structure, as shown in the photo, Fig. 45, with rounded or ellipsoidal grains averaging about 1 cm in diameter, some types with 0.5 cm grains and others with about 1.5 cm grains (general variation 0.5 to 3 cm in diameter). The chromite clusters are more irregular when passing over into compact ore. Concentric shells of chromite, with serpentine between, have not been observed.

Secondary magnetite grains are generally absent, but a little transformation of chromite into magnetite or chromiferous magnetite at the borders of the chromite grains or along cracks may be present, but to a very small degree.

The matrix between the chromite grains is of the same main type of minerals as in the environing serpentinite but sometimes with a few more remnants of olivine and generally with more reactionary chlorite.



ig. 51. Chromite grains slightly resorbed by the serpentine matrix. About 40 ×.



52. Rounded grains of chromite in serpentinite matrix. White dots are minute grains of awaruite. About 40 ×.

Figs. 51 and 52 show chromites with margins resorbed by the serpentinitic matrix and also some fine (white) grains of awaruite,[1] generally close to the rim of the chromite.

Five samples of compact ore from the Amalia mine (a), the Skal mine (b), the Svinet mine (c), the Mynta mine (d), and the Leigh Mine (e) have been chemically analyzed, Table 17. Analyst: Å. Olofsson, Rönnskär.

Table 17.

Chemical analyses of chromite ores from Feragen.

	a	b	c	d	e
Cr_2O_3	47.4	45.4	48.8	41.5	40.9
Al_2O_3	15.0	15.3	11.3	14.3	12.4
Fe_2O_3	6.9	5.7	9.3	7.3	7.9
FeO	13.0	12.2	9.3	9.0	12.1
MgO	10.2	13.4	13.6	18.0	16.5
Ni	0.19	0.21	0.24	0.24	n. d.
S	0.019	0.025	0.030	0.014	0.019
SiO_2	5.0	4.8	4.7	6.6	6.9
H_2O	1.7	2.7	2.7	2.9	2.6
Co	n. d.	0.029	n. d.	n. d.	n. d.
As	tr.	—	—	—	—
CaO	tr.	—	—	—	—
Bi	tr.	—	—	—	—
Zn	tr.	—	—	—	—
Pb	tr.	—	—	—	—
Sb	tr.	—	—	—	—
	99.4	99.7	99.9	99.8	99.3
Cr/Fe	2.17	2.30	2.43	2.34	1.87

A calculation of the pure chromite for these five analyses gives the following variations of the chief components:

Cr_2O_3	51.1 —57.1	
Al_2O_3	12.5 —17.3	
Fe_2O_3	6.6 —10.7	(Cr/Fe averages 2.48)
FeO	9.8 —14.2	
MgO	5.1 —13.3	
Ni	0.17— 0.25	

The composition of the chromites of Feragen is quite similar to those of California according to Stevens (31).

Two ore samples have been concentrated by centrifugalization in Clerici's liquid with sp. gr. 3.75 and the chromite analyzed (Å. Olofsson). Table 18, No. 18 a from the Julius mine and No. 18 b from the Mynta.

---

[1] Determined by X-ray analysis (G. Sundkvist, Rönnskär).

Table 18.

Concentrated chromites from Feragen, wight %.

	a	b	Calculated composition of chromite (a—b)
Cr_2O_3	50.0	49.8	53.3 Cr/Fe = 2.46 (2.49)
Al_2O_3	13.8	13.7	14.5
FeO (total Fe)	17.9	18.1	19.0 (about 7 % Fe_2O_3, 12 % FeO)
MnO	0.64	0.49	0.6
MgO	13.1	12.6	12.4
Ni	0.13	0.16	0.15
S	0.014	0.014	
Co	0.029	0.028	0,03
SiO_2	1.1	1.3	
H_2O	n. d.	n. d.	
	96.7	96,2	

A comparison with the chromite of Rautats (Table 5) discloses the chromite of Feragen to be higher in chromium and lower in aluminium, and the nickel-cobalt content is more evident. The proportion of Fe_2O_3 to FeO is high in Feragen and almost negligible in Rautats. The analyses of chromites from San Luis Obispo in California are very similar to those of Feragen, according to the figures given by Smith and Griggs (31). The chromite of the compact ore and of the nodular (leopard) ore of Feragen display no difference in composition.

Discussion of Results

The study of the composition of the accessory ore minerals of the Swedish Caledonian peridotites has shown that the uniformly appearing (dark) ore mineral is always a chrome-bearing magnetite in character. There also occur very minute crystals of an iron- and nickel-bearing sulphide which is almost wanting in the fresh, unserpentinized peridotites. It occurs unevenly, and as it is generally invisible to the naked eye, it is not an ordinary accessory mineral.

The chrome-bearing magnetite is uniform in some occurrences, but n others it is zoned with one or several outer shells around a darker (in polished sections) core richer in chromite. All of the mineral is generally magnetic. When part of the core was found to be almost non-magnetic, it was a very minute fraction of the mineral with the character of a chromium spinel.

The outer, magnetite-like shell of the mineral is very irregular, and t may also replace or dissect the core of the mineral, which often is diomorphic. This outer zone was evidently formed during a metamorphism of the rock, chiefly during the secondary serpentinization. Two or three outer shells and often a brecciation of the core show that the alteration of the Cr-magnetite took place successively or in several epochs.

The almost completely serpentinized peridotites have an average content of magnetite about twice as large as that of the slightly serpentinized rocks. The formation of the secondary magnetite is not uniform in appearance in the various occurrences, as it may appear as a precipitated dust in the earlier or in the secondary minerals, it may appear as veinlets with or without serpentine, and it often appears as an outer rim of the earlier, primary magnetite, and it may more or less replace it. Sometimes all of the primary magnetite is recrystallized into a mineral of intermediate composition. As the chromium content of the little altered or much serpentinized peridotite is about the same, the average Cr-content of the magnetite is thus about half as much in the serpentinized rocks as in the little altered peridotites.

The colour of the serpentine also shows that the content of iron of this mineral varies quite considerably in different rock specimens. The recrystallized antigoritic serpentine, which is free from suspended iron oxides, is generally paler than the mesh-structure serpentine. The amorph-like serpentine pseudomorphs after olivine, which generally have a large content of suspended iron oxides, are often darkest in colour.

Enrichment of the Cr-magnetite by gravitational enrichment, magnetic separation, or flotation always yielded a mineral with much more iron than chromium. The best results were obtained with magnetic separation, where, generally, all of the dark, accessory mineral was obtained at the concentration. The composition of the Cr-magnetite generally gives a proportion of Fe to Cr between 5 : 1 and 10 : 1. In rocks where there were veins of ore mineral, the composition was different, and more chromium was obtained, indicating that the veins or schlieren of chromium-bearing magnetite were rich in chromite. They were often found to be non-magnetic. It is, however, a remarkable fact that the common, accessory ore mineral of the Swedish Caledonian peridotites and serpentines is not a chromite but a magnetite with some chromium. As the average content of chromium oxide in the Swedish Caledonian rocks is about 0.4 %, which is a fairly common proportion of chromium of peridotites (dunites) all over the world, it may be conceived that the usual accessory ore mineral of peridotites in general is not chromite but a chromium-bearing magnetite.

It has generally been considered that the chromite occurrences were developed by an enrichment of the accessory ore constituent of the peridotite magma at the early crystallization of the rock solution. In that case the chromite ore material should be of about the same composition as the accessory ore mineral of the peridotite rock. The accessory ore mineral, however, is rich in iron, contains some chromium, and is poor in aluminium and magnesium. Many dunitic rocks analyzed are very poor in aluminium due to the fact that all minerals present, viz. olivine, possibly enstatite, and Cr-magnetite, are almost devoid of aluminium. A large proportion of the content of this element present was evidently primarily present in the spinel component of the magnetite. Secondarily altered peridotites, e.g. serpentinites, sometimes also have a little aluminium introduced at the transformation of the rock. It will generally be contained in the serpentine or otherwise in chlorite. The chrome-ore bodies, on the other hand, have rather much aluminium and magnesium, besides iron and chromium. According to the relation of the ion radii of the elements of the peridotite magma, Mg, Al, and Cr ought to be early crystallized in a spinel mineral, which also should contain some iron.[1] As the accessory ore mineral formed, which was crystallized earlier or at the same time as the olivine (the original crystals were often quite idiomorphic), is not enriched in Al_2O_3 and MgO but exceedingly rich in iron, it may be conceived that a large part of the spinel elements separated in a special phase, e.g. by liquation or by enrichment in a special phase due to accompanying mineralizers. An origin according to the last hypothesis may be confirmed by the general appearence of a serpentinized halo around the chromite bodies (cf. the case of Feragen).[2] But there are many chromite bodies surrounded by only partly serpentinized olivine. The serpentinization around most of the chromite deposits has often been explained by the difference in rigidity of the material in the chromite and the enveloping rock, the contacts then acting as a canal for the solutions when the rock is subjected to stress. The almost constant appearance of some alteration at the contacts of the chrome ores, even in disseminated ores, indicates that the serpentinization must have followed close upon the introduction of the chromite material, probably during the complete solidifying of the rock complex. The simultaneous appearance of chromite as schlieren and irregular bodies n the peridotites as well as the appearance of chromite as quite rounded nodules or grains in a serpentine matrix favours a development out of some kind of a liquid. The formation of chlorite (or kämmererite) instead of serpentine around chromite is, in most cases, due to a secondary reaction. The stratiform bodies of alternating chromite and ultramafics throughout the rock complex is of another type of deposition distinguishing occurrences (e.g. Bushweldt) formed under different circumstances than the chromite bodies of the peridotites of the orogenic belts. They generally seem to favour a crystallization in layers (cf. Sampson /30/, Peoples and Howland /21/, Johnstone and de Souza /13/, a. o.)

---

[1] Cf. e.g. H. D. B. Williams, Ec. Geol. 1953, p. 370.

[2] This serpentinite is generally a rather pale rock, i.e. with very little secondary magnetite formed just as is the case at Feragen. According to H. E. Hawkes (8) the hromite ores are generally less magnetic than the surrounding peridotite. This is evidently due to the fact that less secondary magnetite is formed at the chromite ores than in the erpentinites.

As mentioned in the introduction the peridotites were already more or less crystallized at there *mise en place* in their present surroundings. This may also be true of the chromite ores.[1] A large part of the serpentinization, however, seems to have taken place in the present surroundings, as has been mentioned above. At this serpentinization there was generally formed some secondary magnetite with but little chromium, sometimes in a kind of dust in the other minerals, sometimes partly as an outer border around earlier grains, and sometimes as veins of magnetite grains with more or less serpentine following cracks or slipping surfaces. At this serpentinization secondary magnetite may occasionally grow into relatively large grains, where it may be hard to decide in what degree it is partly a recrystallization of earlier chrome-bearing magnetite.

As to the shape of the chromite bodies observed, fissure-like shapes distinguish most of the ore-bodies at Feragen and some others at Lejarklumpen (N of Rautats), Rautats and Väktarklumpen. Schlieren-banded, veinlike shapes have been seen at Rautats, Junsterklumpen and Feragen. Lens-shaped shapes were most common at Rotikken, and a sack-shaped occurrence was found at Muruhatten.

The dip of the ore-bodies is dominantly vertical. The material of the orebodies is strange to the material of the peridotite and it is considered to be a late introduction into the more or less crystallized ultramafic, but not in any special part of it, sometimes at random, sometimes in a favoured direction, e.g. diagonally to the rectangular direction of the peridotite of Feragen, but also with minor ore-bodies about at right angles to the larger ones, probably as directions of strain. The appearance of chromite dikes or lenses occurring *en echelon* also indicates intrusions under stress.

There are also fine fissure veins, often appearing in a network, as at Klumpliklumpen and Rotikken, but these are predominantly of a magnetitic omposition and are supposed to be a product of transformation under stress.

---

[1] The steep dip of the chromite dikes rather points to an intrusion in the present position.

The stratiform bodies or scattered chromite occurrences of layered rocks are absent in Sweden.[1] In one case (Säkok Ruopsok) there were some grains of chromite together with magnetite of the evenly scattered type, but the chromite grains were in the shape of clusters and were also combined with secondary alteration of the peridotite.

The schlieren-banded occurrences of chromite ore, as well as the clusters of chromite grains, cannot be syngenetic with the peridotite crystallization, as these occurrences are very irregular in shape and are related to or appear together with the chromite dikes. They are also quite dissimilar to the composition of the minerals of the surrounding peridotite.

In a few occurrences the evenly scattered, accessory magnetite shows some central cores which may be of a chromitic or picotitic composition, but it is a very small fraction of the magnetite.

As to the composition of the peridotite holding the chromite bodies in Sweden, it can be a dunite or a saxonitic rock and the chromite does not particularly favour the dunite, which it generally seems to do in America, according to many descriptions. Nor is it possible in Sweden to establish any difference in age between dunites and pyroxene-rich varieties.

In a few occurrences (e.g. Rautats and Vuoka Ruopsok) it is evident that the olivine contained some chromium, as shown by the secondary coronas formed, with precipitated chromium spinel around the olivine cores, at the alteration of the mineral. This appearance is generally not seen in other occurrences, but analyses often also show that a little chromium is contained in the olivine. Since Sampson, Ross, Fischer, Allen, Stockewell, James, and other American authors published their various descriptions it is evident that a great part of the chromite deposits are late magmatic in origin, later than the early crystallization of the dunitic rocks. V. Koveko (15) has given a fairly complete classification of the origin and appearance of chromite ores in his description of the chrome ores of Asia Minor. Of his four groups of chromite ore he first group (*magna non résiduel*) does not seem to be represented n Sweden. This group of ores is probably generally to be found in peridotites of the plateau type. His second group (*magma résiduel ssentiellement chromifère*) seems to be the chief division of chromite ores but there may be gradual transitions to his third group, metasomatical ores (uncommon type). His fourth group (chromite of serpentinization) corresponds to the formation of secondary magnetite at the serpentinization, with a more or less widespread recrystallization of earlier formed mineral richer in chromite. In his second group: dischistic schlieren, schlieren dikes, injections of chromite, and complex chromite injections (banded with rock[1]), lenses or tabular ore are familiar types of ore, but dikes of chromite passing into thin veins seem to be more common in the Scandinavian peridotites. They are probably partly fissure dikes. The nodular appearance of chromite turning into grape- or leopard ore (often transitional to massive ore) also seems to be a phase of the chrome-residual type. Pipe-like ore with nodules (chandelle) seems to be a special type for Turkey (and South Africa).

---

[1] In the stratiform bodies of ultramafics the chromite ore always seems to be conormable to the longitudinal form of the rock complex, but often this is not true of the hromite of ultramafics in mountain ranges. In the Scandinavian deposits the chromite odies may be very irregular and they are often not at all conformable to the longest irection of the ultramafics. Nor is the chromite ore proportional to the size of the eridotite. A small occurrence of ultrabasic rocks, e.g. Lejarklumpen, may thus have many more concentrations of chromite than larger rock masses.

The formation of chlorite instead of serpentine around the chromite is evidently a secondary reactionary alteration.

In his paper on the chromite deposits of California Allen (1) has summarized his report as follows:

»1. Most chromite orebodies occur in a zone of hydrothermally altered rock, which can be traced for considerable distances through the less altered serpentine, peridotite, or dunite.
2. The altered zones most commonly lie parallel to or at a slight angle to the trend of the elongated intrusion in which they occur. In several cases there are two sets of interesting zones which form a diamond-shaped pattern. The orebodies lie within the zones with the larger bodies at the intersections. One of the diameters of the diamond pattern is commonly parallel to the trend of the intrusion.
3. Chromite orebodies are most commonly tabular lenses, frequently pod- or kidney-shaped masses, and sometimes narrow dike-like seams, stringers, or irregular patches.
4. The longer dimension of the orebodies within the zones may lie parallel to the trend of the zone, inclined at an angle to the trend (sometimes slightly overlapping) or even at right angles to the trend.
5. Most orebodies are even-granular massive or even-granular disseminated. They may also be banded, and are infrequently nodular. Certain banded deposits show rhythmic alteration of thin and thick bands of high-grade in a matrix of low-grade ore. Other banded deposits show paired high-grade bands bounded on either side by several bands successively lower in grade.
6. Early hydrothermal minerals are found included and resorbed by chromite, and cutting chromite as pegmatitic dikes.

---

[1] It is very hard to say to what degree some peridotite or serpentinite may have been injected into the rocks at the same time as chromite.

> The sequence of events is interpreted to have been somewhat as follows:
>
> 1. Ultra-basic magma is intruded in long sill-like masses into older rocks. Although differentiation of chromite may begin before intrusion, it is more likely that it takes place during and even after intrusion.
> 2. As soon as the margins of the intrusion solidify, compressive stresses establish well-defined zones of strain, in parallel or intersecting sets of faults.
> 3. Movements along these fault zones permit introduction of chromite-rich »crystal mush», or hydrothermal solutions. The process may be initiated while differentiation is still active, or while the solutions are becoming more and more highly concentrated.
> 4. Stresses along many of the fault zones may result in gash-joint openings in en echelon series, producing the overlapping lenses of high-grade ore.
> 5. The larger orebodies are most frequently found at the intersection of the fault zones, as in other types of mineralization.
>
> Most of the chromite orebodies thus seem to have been emplaced late in the magmatic cycle, after partial consolidation of the rock, and contemporaneous with the early deuteric activity of the magma. The period of their emplacement reached a maximum before or soon after the beginning of serpentinization. In a few cases the ores seem to be syngenetic with unaltered including rock, and rarely are late hydrothermal and post-serpentinization.»

The appearance of the chromite orebodies of California is thus in most cases similar to the appearance of the chromite ores of Feragen. There the long dimensions of the ore bodies, often overlapping, lie in a favoured direction inclined to the general trend of the serpentinite with smaller orebodies often at right angles to the chief direction. In Feragen the chromite orebodies also occur in a zone of much more hydrothermally altered rock (pale rock) than the general alteration of the peridotite. In Feragen there also occurs a diamond pattern of strong serpentinization but it was formed later than the chromite orebodies.

According to the description of Stockwell (33) the chromite deposits of the Eastern Townships of Quebec show very many features that are characteristic also of the Scandinavian chromite occurrences. There is no relation between the size of the dunite body and the size of the contained chromite deposit. There are thus dunite bodies which are barely wider than the ore, whereas large bodies of dunite may not contain any deposit. The deposit may occur anywhere within the dunite masses. The ore varies from disseminated to massive, but even massive chromite always contains a lirtle serpentine gangue. Massive ore grades into disseminated ore. Some ores are tabular and extend to a considerable depth (just as in Feragen). The lenticular deposits may be lenses, pockets, or very irregular bodies. Some very irregular patches of ore do not follow definite cracks but send branch veinlets into the surrounding rock and hold inclusions of rock. The heavily disseminated to nearly massive chromite that was introduced along shear zones is younger than the chromite of the disseminated deposits. Dikes of pyroxenite which cut some chromite ores in Quebec and some other occurrences in America have not been observed in Sweden.

Chrome ores are, however, rather scarce in Sweden although there are plenty of peridotite bodies within the Caledonian mountain range. It is possible that the Caledonian ultramafics are poorer in chromium, just as they are in platinum, than the rocks of the younger mountain ranges.

The nickel content of the peridotites is fairly constant, averaging a little above 0.2 %. The content is not, however, so constant as that of chromium. It may thus vary between 0.1 and 0.5 % in neighbouring occurrences, but it is very disseminated and never concentrated as the chromium often is.

As in other ultrabasic rocks investigated in other countries Ni is found to be bound partly in the magnesium silicates and partly in nickel- and iron sulphides and probably also, but to a lesser degree, in the primary chromite or chromiferous magnetite. The statistical analyses have shown that the little altered peridotites have but very little sulphides and that the more or less completely serpentinized rocks always have some sulphur present, generally about 0.1—0.2 %. The sulphide grains are very small in size, however, only to be seen with strong magnification. The sulphide grains are thus of about the same order of size as the secondary magnetite formed during the serpentinization. The sulphides also seem to have been formed at the same time as or a little later than the secondary magnetite. It must be realized that the greater part of the sulphur was added by the water-bearing solutions producing the serpentinization. Analyses of the rocks and minerals show that all of the nickel in the olivine was not completely altered to sulphides during the formation of serpentine, a small part of it still being contained in the serpentine. The nickel content of the serpentinites is about the same as that of the fresh peridotites, so no nickel seems to have been carried away during the transformation.

As the size of the sulphide grains is very minute, it is often impossible to determine the kind of mineral present. But as it has been possible in many instances, it may be pointed out that the most common sulphides formed in the Swedish peridotites are pentlandite, heazlewoodite and nickel-bearing pyrite. Other minerals recognized are bravoite, pyrrhotite, marcasite and chalcopyrite. A metallic mineral, nickel-iron alloy, has been recognized in several rock specimens (awaruite), as well as metallic copper in one instance. The sulphides are generally nickel- and iron-sulphides, nickel sometimes predominating, iron sometimes. A trace of cobalt is generally present up to about 0.1 %. It is generally about one tenth of the content of nickel, but may exceptionally be about as much as that of nickel. No special Co-bearing mineral has been recognized. A trace of other metals generally bound to sulphur, e.g. As, indicates that other sulphide minerals are present in some cases, but they are too minute to be recognized.

The nickel content of the chromite ore seems partly to be contained in the spinel molecule but partly also as fine, solitary grains of iron-nickel alloy. A very limited percentage of nickel-iron sulphides may also be present. The nickel content of the chrome ore is generally lower than the average content of nickel of the enclosing rock.

The weathering of the Swedish ultrabasic rocks is very slight, so no secondary enrichments of nickel at the surface have occurred.

References

1. Allen, J. E., Calif. Journal Mines & Geology, 37, 1941. Geological investigation of chromite deposits of California.
2. — Ec. Geol. 1951, p. 666. Geological investigation of the chromite deposits of California.
3. Bateman, A. M., Ec. Geol. 46, 1951, p. 404. The formation of late magmatic ores.
4. Donath, M., In. Dis. Freiberg 1930. Geol. Mineral. Studien an Serb. Chromitlagerstätten.
5. Du Rietz, T., Geol. För. Förh. 1935, p. 133. Peridotites, serpentines, and soapstones etc.
6. Fischer, L. W., Ec. Geol. 24, 1929, p. 691. Origin of chromite deposits.
7. Guild, Philip, Trans. Am. Geph. Union, 28, 0. 218, 1947. Petrology and structure of the Moa Chromite district, E Cuba.
8. Hawkes, H. E., Ec. Geol. 1951, p. 1. Magnetic exploration for chromite.
9. Hess, H. H., Am. Min. 24, 1939, p. 275. World distribution of serpentinized peridotites and its geologic significance.
10. Hiesleitner, G., Jb. Geol. Bundesanstalt, Sonderband 1, Wien 1951/52. Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel.
11. James, H. L., U. S. G. S. Bull. 945 E. Chromite deposits near Red Lodge, Montana.
12. Johnstone, Jr., W. D., Ec. Geol. 31, 1936, p. 415. Nodular, orbicular, and banded chromite in Northern California.
13. Johnstone and Capper de Souza, Ec. Geol. 1943, p. 287. Banded chromite at Campo Formosa, Brazil.
14. Keep, F. E., S. Rhodesia Geol. Surv. B. 16, 1930. The geology of the chromite and asbestos deposits of the Umvukwe range, etc.
15. Koveko, V., Mem. Soc. Geol. France, No 61, 1949. Gites de chromite de l'Asie Mineure.

16. Kulling, O., Geol. För. Förh. 55, 1933, p. 167. Bergbyggnaden inom Björkvattnet-Virisenområdet.
17. Lewis, J. V., U. S. G. S. Bull 725 B. Deposits of chrome ore in N. Carolina.
18. Lundegårdh, P. H., Sv. Geol. Und. Ser. C, 513, 1949. Aspects to the geochemistry of chromium, cobalt, nickel, and zinc.
19. Maxwell, J. C., Ec. Geol. 44, 1949, p. 525. Some occurrences of chromite in New Caledonia.
20. Peacock, M. A., Univ. Toronto Studies. Geol. series, 51, p. 59, 1947. On Heazlewoodite and the artificial compound Ni_3S_2.
21. Peoples, J. W. and Howland, A. L., U. S. G. S. Bull. 922 N, 1940, p. 371. Chromite deposits of the eastern part of the Stillwater complex, Montana.
22. Petrascheck, N. E., Berg- und Hüttenmännische Monatsheft, 92, H 6, p. 109, Bermerkungen zu den Buche: »Die Chromerze der U. S. S. R.»
23. Quervain de, F., Schw. Min. Petr. Mitt. XXV, p. 305, 1945. Awaruit und Pentlandit im Serpentin von Seova.
24. Rankama, K. and Sahama, Th., The University of Chicago Press, 1949. Geochemistry.
25. Ross, C. S., Ec. Geol. 26, 1931, p. 540. The origin of chromite.
26. Ross, Cl., Foster, M. and Myers, A., Am. Min. 39, 1954, p. 693. Origin of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks.
27. Rynearson, G. A., Calif. Div. of Mines, Bull. 134, 1953, p. 170. Chromite in Californian Sierra Nevada.
28. Rynearson and Wells, U. S. G. S. Bull. 945 A. Chromite deposits in Glenn Co. California.
29. Sampson, E., Ec. Geol. 26, 1931, p. 833. Varieties of chromite deposits.
30. — Chromite deposits in: Ore deposits as related to structural features. Princeton University Press, p. 110, 1942 (Edited by W. H. Newhouse).
31. Smith, C. T. and Griggs, A. B., U. S. G. S. Bull, 945 B, 1944. Chromite deposits near San Luis Obisbo, California.
32. Stevens, R. E., Am. Min. 29, 1944, p. 1. Composition of some chromites of the Western Hemisphere.
33. Stockwell, Canad. Inst. Min. Met. 1944, Vol. 47, p. 71. Chromite deposits of the Eastern Townships, Quebec.
34. Sundius, N., Geol. För. Förh. 458, 1949, p. 495. Om fördelningen av Cr_2O_3 och NiO i olivinsten från Kittelfjäll.
35. Tegengren, F. R., Sver. Geol. Und. Ser. Ca, N:o 17, 1924. Sveriges ädlare malmer etc., p. 133. Krommalmsanledningar i Frostvikens socken.
36. Thayer, T. P., U. S. G. S. Bull. 935 A, 1942. Chrome resources of Cuba.
37. — Ec. Geol. 1946, p. 202. Priliminary chemical correlation of chromite with the containing rocks.
38. Vogt, J. H. L., in Beyschlag — Krusch — Vogt, Bd 1. Chromitlagerstätten in Peridotiten, p. 267.
39. Walker and Griggs, Calif. Div. Mines, Bull. 134, II, 2, 1953. Chromite deposits of the S. Coast Ranges of California.
40. Wijkerslooth, P. de, Kon. Nederl. Akad. v. Wetensch. L, no. 2, 1947, p. 215. The chromite deposits of the Guleman-concession, Turkey.
41. Wilson, H. D. B., Ec. Geol. 1953, p. 370. Geology and geochemstry of base metal deposits.

Isrecessionen inom Uppsalaområdet

Av

BJÖRN JÄRNEFORS

Abstract. Ice recession in the Uppsala region.

In connection with mapping for the Geological Survey of Sweden in the Uppsala region drillings were carried out at 17 localities (Fig. 1) through the glacial varved clay in order to discover the ice recession in this area. The device used for drilling was a soil sampler with metal foils, constructed by the Swedish Geotechnical Institute (W. KJELLMAN and co-workers 1950) and able to take undisturbed samples of lengths up to 11 m.

Varve measurements were carried out at all localities and used for connections with each other and with earlier measurements from here by GERARD DE GEER (1940). The results are given in the graphs of Plate 3 and 4 and the table of Plate 5. Between all localities, situated in the Uppsala plain and the vallies associated with it, it is possible to find varve connections, but it is nearly impossible to do so in the area W of the town, probably owing to topographical conditions influencing the silty bottom streams of melt water from the ice front. Also in about 40 proximal varves, deposited in front of the ice tunnel opening, great irregularities in thickness are observed, owing to the same fact as mentioned above. In the author's opinion it is not possible to make far distant connections of varve series.

The map of Plate 2 shows the ice recession in the region with ice margins for every 10 years. During a period of about 90 years — between the years -900— -810 according to the timescale of GERARD DE GEER — the ice front retreated from the Uppsala region. From the ice margins it is clear that the ice tunnel, now indicated of the immense glacifluvial deposits of the Uppsala esker, must have debouched into an ice ravine, a fact earlier stated by G. LUNDQVIST (1955). As it appears from the map the youngest glacial striae W of the esker have a NNW direction, but E of it a NNE direction, indicating an activity of the local ice fronts, formed by the ravine. Glacial striae and end moraines of the region (quoted from G. LUNDQVIST 1956) correspond very well with the ice margins found in this investigation.

In the upper part of the glacial clay of the Uppsala region about 20 to 30 cm above the last discernible microvarve, there is a zone maximally some 10 cm thick — the spotted zone — dotted with sand and gravel particles, mostly calcareous (Fig. 4). The problem of its origin has also been dealt with.

According to J. P. GUSTAFSSON (1905) the calcareous material in the spotted zone was once deposited in the sea or lake by ice bergs from the Bay of Gävle, a region where the land ice was rich in such fragments. But the zone is not distributed at random as it would, naturally, be if the material was transported by floating ice, and it is found in every locality where the original strata is preserved, but not in glacial clay, deposited from ice rivers W of the Uppsala region. Its thickness also gradually diminishes with increasing distance from the esker (Table 1), and we never find the spotted zone together with ice floated, large till material which now and then occurs in the glacial clay.

The facts above suggest that the spotted zone is a synchronized phenomenon and limited to the sedimentation region of the Uppsala esker. As calculated in Fig. 5, it must have been deposited when the ice front was situated in the southern part of the Bay of Gävle, and the melt water from the ice river carried enormous quantities of calcareous fragments from the Silurian area in the bay. Further investigation of the sediment series N of the Uppsala region will probably provide a definite solution to the problem about the origin of the spotted zone.

I samband med nykarteringen av geologiska bladet Uppsala aktualiserades frågan om landisens avsmältningsförlopp inom området.

Såsom G. LUNDQVIST (1955) påpekat, ger ett närmare studium av isräfflornas och ändmoränernas riktning i Uppsalatrakten anledning till en förmodan, att isrecessionen åtminstone i närheten av Uppsalaåsen haft ett mera komplicerat förlopp, än vad som kommer fram i GERARD DE GEERS (1940) rätlinjiga, V—O-liga ekvicesser. Förf. erhöll därför hösten 1955 överdirektör N. H. MAGNUSSONS tillstånd att för Sveriges geologiska undersöknings räkning utföra geokronologiska lervarvsmätningar inom geol. bl. Uppsala, och resultatet av dessa framlägges härmed.

För råd och upplysningar samt för de på isrecessionskartan pl. 2 redovisade räffel- och ändmoränobservationerna står jag i tacksamhetsskuld till statsgeologen G. LUNDQVIST. Statsgeologen E. FROMM har välvilligt granskat konnekteringsdiagrammen. Medhjälpare vid borrningsarbetena har varit laboratoriebiträdet G. EKMAN.

Fältarbetet har utförts med tillhjälp av Statens geotekniska instituts 38 mm foliekärnborr (W. KJELLMAN, T. KALLSTENIUS och O. WAGER 1950), med vilken upp till 11 m långa, sammanhängande lerkärnor kunna tagas. Denna provtagningsmetodik torde numera vara så allmänt känd att här icke behöver redogöras för dess i olika avseenden betydande företräden gentemot äldre borrmetoder. De relativt kostsamma fältarbetena ha dock begränsat antalet borrhål, och undersökningen måste givetvis ses mot bakgrunden härav.

De upptagna borrkärnorna ha, sedan de skurits mitt itu på längden, fått lufttorka något, tills leran antagit den fuktighetsgrad, vid vilken varvgränserna skarpast framträda, varefter varven uppmätts på vanligt sätt med remsa. I allmänhet äro varvgränserna i Uppsalatraktens glaciallera mycket distinkta, varför felmätningar på grund av svårighet att särskilja de olika varven torde spela en underordnad roll. Deformerade varv och smärre störningar i varvserien framträda tydligt, sedan kärnan genomskurits. Glidningar, som berört hela eller större delen av sedimentpacken, kunna naturligtvis ej alltid framträda i en borrkärna med endast 38 mm genomskärning. Denna felkälla kan undvikas, genom att flera kärnor upptagas inom ett mindre område av undersökningslokalen, varefter de uppmätta varvserierna sinsemellan jämföras. Av inledningsvis antydda skäl har dock sådana kontrollmätningar endast undantagsvis kunnat utföras i denna undersökning. Slutresultatet tyder emellertid på att uppmätningsfel, förorsakade av otydliga varvgränser eller skred och glidningar i lagerföljden måste anses vara obetydliga. Svårigheten att inom vissa områden erhålla säkra varvkonnektioner synes bero på andra faktorer, vilka senare skola diskuteras.

Såsom framgår av isrecessionskartan pl. 2 ha varvmätningar utförts på 17 lokaler inom kartbladsområdet. Vid val av borrlokal har hänsyn

Borrning nr	Lokal	Antal varv	Mäktighet	Fläckzonen	
				m över botten	mäktighet cm
3	300 m V om Högsta, Bälinge	164	5,54	5,86	10
5	300 m Ö om Nyby, G:a Uppsala	173	7,35	7,97	10
7	600 m Ö om Bergsbrunna tegelbruk	138	5,77	—	—
8	500 m VSV om Lillinge, Funbo	123	2,74	3,08	6
9	100 m N om V. Vallby, Rasbo	98	3,19	3,90	6
11	300 m SV om Sävastebo, Skuttunge	128	3,30	3,86	10
12	900 m Ö om Solbacken, Jumkil	56	2,70	3,13	6
13	100 m S om Persbo, Åland	102	1,52	2,14	5
14	100 m V om Långtibble, Vänge	126	3,50	5.01	5
15	100 m V om Myrtorp, Hagby	177	3,16	3,64	5
16	100 m SV om Skogs-Tibble k:a	61	2,19	2,87	4
17	400 m N om Söderby, Skärfeltens hpl	168	3,97	—	—
22	800 m OSO om Läby k:a	151	5,03	—	—
23	700 m NNV om Gränby, Börje	119	4,91	—	—
24	100 m VNV om Åkerby k:a	61	3,12	—	—
25	700 m VNV om Bälinge k:a	119	3,42	—	—
26	500 m S om Eke, Vaksala	132	6,01	—	—

Tabell 1. Varvmätningslokaler, antal varv och deras sammanlagda mäktighet. Fläckzonens läge över botten och dess mäktighet.

Localities for varve measurements, number of varves and their total thickness. The situation and thickness of the spotted zone over the bedrock.

måst tagas icke blott till det regionala läget och glaciallerans mäktighet utan även till möjligheten att få konnektion med kringliggande lokaler. Så har det exempelvis varit nödvändigt att lägga borrhålen tätare inom sydvästra delen av kartbladet, där stora svårigheter att konnektera närbelägna varvserier föreligga.

På samtliga lokaler har bottenvarvet uppmätts. Tabell 1 anger lokalernas läge, antalet uppmätta varv samt varvens sammanlagda mäktighet.

Distala varv med mindre mäktighet än 5 mm ha icke medtagits, enär dessa varv i allmänhet äro svåra att uppmäta med tillräcklig noggrannhet och dessutom sakna betydelse för konnekteringarna. Största antalet uppmätta varv i en profil är 177 och minsta 56. Endast 4 av serierna innehålla mindre än 100 varv.

Schemat fig. 1 visar lokalernas läge i förhållande till varandra och Uppsalaåsen. Pilar ange, vilka varvserier som konnekterats. Varvdiagrammen från lokalerna 3, 7, 8, 9, 17 och 25 samt från Gerard De Geers lokaler 25 Bergsbrunna och 26 S:t Erik återgivas i halv naturlig skala i pl. 3 och 4. Samtliga lokalers varvmätningar äro sammanställda i tabellen pl. 5.

Lokal 7 Bergsbrunna är belägen 600 m Ö om den lokal vid Bergsbrunna tegelbruk, på vilken Gerard De Geer (a. a.) år 1917 uppmätte

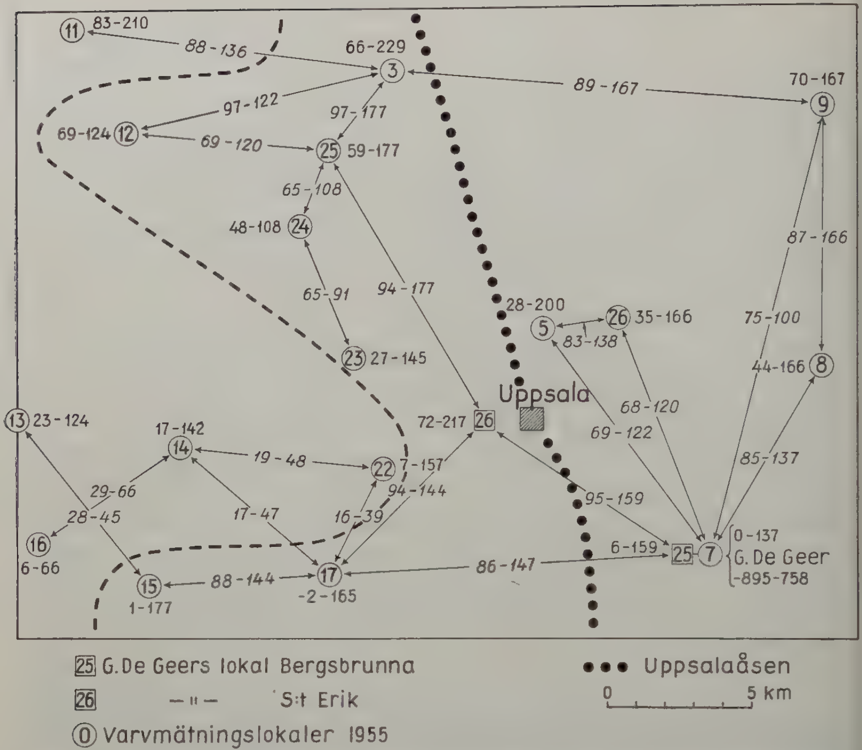


Fig. 1. Varvmätningslokaler och varvkonnekteringar inom undersökningsområdet.
Varve measurements and varve connections in the investigated area.
För publicering godkänd i rikets allmänna kartverk den 10 april 1956.

sin serie med beteckningen 25 Bergsbrunna. Någon tveksamhet beträffande konnektionen mellan de två lokalerna föreligger icke, även om det med hänsyn till det korta avståndet mellan dem måste anses som anmärkningsvärt, att de 75 understa varven i resp. serier visa så dålig överensstämmelse.

De 138 varven på lokal 7 motsvara varven -895— -758 i GERARD DE GEERS kronologi. Bottenvarvet här har i denna undersökning betecknats som år ± 0. Konnektion fås norrut med samtliga lokaler (5, 26, 8 och 9) Ö om åsen samt med lokal 17 Söderby, belägen 9 km V om åsen (se fig. 1). Lokal 9 V. Vallby i nordöstra kartbladshörnet kan likaledes konnekteras med lokal 3 Högsta, belägen 1 km V om åsen. Härifrån fås konnektion tillbaka söderut med lokal 17 över lokal 25 Bälinge och GERARD DE GEERS lokal 26 S:t Erik, belägen i S:t Eriks lertag V om Uppsala. Cirkeln sluts härigenom, och konnektionerna mellan lokalerna i områdets östra och mellersta delar torde kunna anses säkra.

Vad är emellertid konnektion? Vilka krav måste uppfyllas, för att två varvserier med säkerhet skola kunna anses vara konnekterade med varandra? Frågan måste lämnas obesvarad, beroende på storleksordningen av den »subjektiva faktorn» i den konnekteringsmetodik, som står till buds, nämligen GERARD DE GEERS välkända och beprövade att medelst grafisk jämförelse mellan varvens mäktighetsvariationer i olika varvserier sluta sig till deras inbördes åldersförhållande.

I det här framlagda materialet är det framförallt de proximala varven (bottenvarven), som visa dålig eller ingen överensstämmelse. Mellan de relativt nära åsen, i sydöstra och mellersta delarna av området belägna lokalerna 7 och 5 samt 7 och 26 kunna de 41, resp. 33 understa varven icke konnekteras med varandra. Mellan lokalerna 5 och 26 finnes ingen överensstämmelse mellan 48 bottenvarv. Detsamma är förhållandet med 41 bottenvarv, jämförda mellan lokalerna 7 och 8. Härav framgår att sedimentationsintensiteten de första 40-tal åren, efter det att isen dragit sig tillbaka från trakten av Bergsbrunna, måste ha växlat tämligen oregelbundet inom detta relativt begränsade område.[1]

I norra delen av kartbladsområdet saknas konnektion för ett 30-tal bottenvarv. Mellan lokalerna 3 och 25 samt 3 och 12 överensstämma icke 31, resp. 28 bottenvarv med varandra. Tydligen bero de 30—40-tal, i närheten av isälvsmynningen avsatta, proximala varvens mäktighet i hög grad på rent lokala faktorer såsom t. ex. topografiska smådrag, vilka kunnat avlänka bottenströmmarna, som särskilt på grund av hög slamhalt haft större täthet än issjövattnet i övrigt, i en eller annan riktning.

Varvserier från den centrala Uppsalaslätten och dess östra bidalar kunna nöjaktigt konnekteras med varandra. Inom västra delen av kartbladsområdet bli emellertid förhållandena mera komplicerade. Lokalerna 12, 25, 24 och 23 ligga inom slättens västra randområden, och någon tveksamhet angående konnekteringarna föreligger icke här. Lokalerna 17 och 15 stå genom en bred bidal och över Mälaren i förbindelse med Uppsalaslätten, och även här är konnekteringen godtagbar. För samtliga lokaler (11, 13, 14, 22 och 16), som äro belägna V om den streckade linjen å fig. 1, måste emellertid konnekteringarna eller försöken till konnektion betecknas som mycket osäkra. Dessa lokaler ligga inom det kuperade och av smärre dalgångar i olika riktningar genomkorsade terrängavsnittet V om Uppsalaslätten och sakna förbindelse med denna genom breda dalstråk. Tydligen måste olikformigheten i lervarvens mäktighetsvariationer, som här gör sig gällande även på relativt korta avstånd, få sin förklaring härav. Trots att vattendjupet vid tidpunkten för lervarvens avsättning har uppgått till omkr. 100—150 m (H. MUNTHE 1940, N. G. HÖRNER 1948, s. 212), torde slamströmmarnas riktningar till stor del ha påverkats av den oregelbundna bottenreliefen, såsom exempelvis varit fallet i Stockholmstrakten (GERARD DE GEER 1932, s. 25, 71 o. 84—86). Sett mot bakgrunden härav torde konnektioner, utförda på mycket långa avstånd, s. k. fjärrkonnektioner, sakna allt verklighetsunderlag. Bl. a. måste klimatvariationer samt lokala sprickor o. dyl. i landisen, som påverkat långt ifrån varandra belägna isälvars vattenföring ha gett upphov till en olikformig sedimentationsintensitet inom resp. sedimentationsområden. Såsom tidigare påpekats, kunna rent tillfälliga likheter i lervarvens mäktighetsvariationer bedömas som konnektioner, beroende på den subjektiva faktorn i den grafiska konnekteringsmetodiken.

---

[1] Anmärkningsvärt är att större delen (varven från omkr. år -820 och äldre) av varvserien från Bergsbrunna, som EBBA HULT DE GEER (1943, s. 228) anser sig »med c. 90 % högkvalificerade överensstämmelser» kunna konnektera med finska varvdiagram icke ens kan konnekteras med de här uppmätta, närbelägna lokalerna. Samma erfarenhet beträffande Bergsbrunnaserien har tidigare gjorts av N. G. HÖRNER (1948, s. 205). Förf. önskar i sammanhanget understryka G. LUNDQVISTS (1955 a) åsikt, att geokronologiska undersökningar böra bedrivas på så sätt, att område efter område arbetas igenom i fält, varefter konnekteringar på längre avstånd etappvis kunna erhållas.

En föreställning om hur glaciallerans mäktighet avtager med avståndet från rullstensåsen och isälvstunnelns mynning, ge kurvorna i fig. 2, där den kumulativa varvtjockleken avsatts på ordinatan och sedimentationstiden i 20-årsperioder på abskissan. På 100 år, under vilken tidrymd iskanten drog sig tillbaka från trakten av Uppsala till mellan 25—30 km N om staden (ang. recessionshastigheten se nedan) avsattes 5.50 m glaciallera på lokal 5 Nyby, belägen 1 km Ö om åsen och på lokalerna 17 Söderby och 13 Persbo, belägna resp. 9 och 18 km V om åsen, 3,22 resp. 1.51 m lera. Som synes av kurvorna, är sedimentationsintensiteten framförallt under de första 40-tal avsmältningsåren och alltså inom det tidsavsnitt, då de i fråga om mäktighetsvariationerna lokalt oregelbundna, proximala varven avsattes (jfr ovan), mycket stor men minskar, allteftersom iskanten drar sig tillbaka, med en påfallande allt mindre gradient (jfr GERARD DE GEER 1932, s. 71). Kurvorna ge även en bild av den radiära minskningen av sedimentationsintensiteten från isälvsmynningen, som i och för sig icke motsäger en tämligen ostörd och regelbunden radialförtunning av lervarven, men eftersom de årliga mäktighetsvariationerna lokalt kunna vara synnerligen varierande, äger bilden ingen generell giltighet.

Varvmätningarna från de 17 borrningslokalerna ha legat till grund för isrecessionskartan pl. 2 med ekvicesser för vart 10-de år. Här kan anföras att nätet av observationspunkter är tämligen glest. Men kartan gör ej heller anspråk på att visa de små detaljerna och rent lokala av-

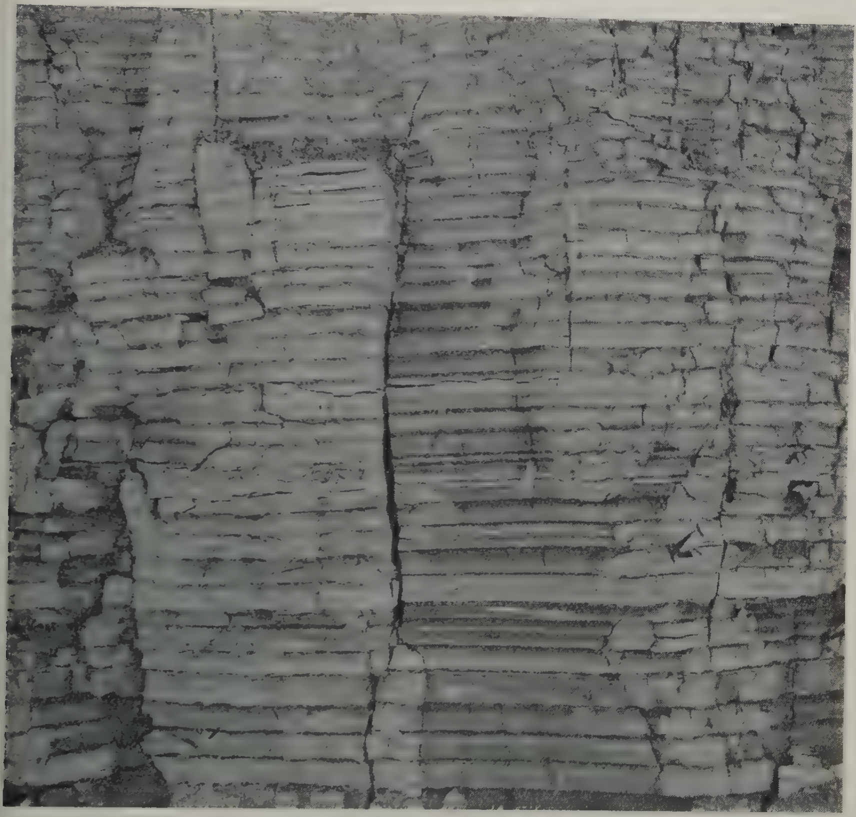


Fig. 2. Glaciallera från Bergsbrunna lertag i närheten av borrningslokal nr 7. Varvmäktighet ca 1—2 cm. Foto G. Lundqvist 1954.
Glacial varved clay from Bergsbrunna clay pit in the neighbourhood of drilling locality no. 7 Varve thickness about 1—2 cm.

vikelserna i isfrontens tillbakaryckning, utan de extrapolerade ekvicesserna åskådliggöra huvuddragen av isavsmältningen, samtidigt som de kunna sättas i relation till andra geologiska indikatorer på en retirerande isfront, nämligen isräfflor och ändmoräner.

Ekvicessernas generella giltighet stödjas även av tidigare utförda varvmätningar inom området. Som ovan anförts, fås konnektion med Gerard De Geers diagram från lokalerna Bergsbrunna och S:t Erik. Några större avvikelser kunna ej heller konstateras från samme förf:s (1940, pl. 61 d) mätningsserie från Bergsbrunna till Eriksberg NO om G:a Uppsala. De av N. G. Hörner och B. Järnefors (1951, s. 173) publicerade varvdiagrammen från Marsta, Bärby och Nyby kunna även konnekteras med de här framlagda.

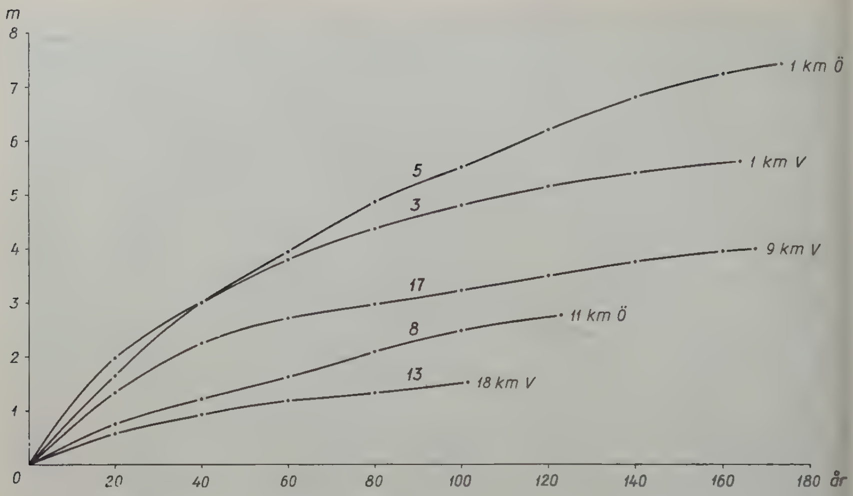


Fig. 3. Kumulativa varvmäktigheter från varvmätningslokalerna 5, 3, 17, 8 och 13. I slutet av kurvorna anges avståndet från Uppsalaåsen.

Cumulative thickness of varves from the localities of varve measurements nos 5, 3, 17, 8 and 13. The distance from the Uppsala esker is noted at the end of the curves.

Såsom omnämnts råder en viss osäkerhet beträffande konnekteringarna inom sydvästra delen av kartbladet. Men såväl sambandet i stort med det övriga undersökningsområdet som ändmoräners och räfflors vittnesbörd om isavsmältningens förlopp peka på att ekvicesserna à priori även här måste äga generell giltighet.

Den bild, som ekvicesserna ge av isrecessionen, domineras framförallt av den tydliga inbuktningen mot N kring Uppsalaåsen. Isälven har här mynnat i ett estuarium. Redan för 40 år sedan observerade G. Frödin (1916), att ändmoränerna ofta böja upp mot åsarna och antog som förklaring härtill, att estuarier utbildats kring isälvarnas mynningar. De östligast belägna ändmoränerna S om Vänge visa även en tydlig tendens att i likhet med ekvicesserna böja av mot N.

I en sammanställning av isräfflornas riktningar från geol. kartbladen Västerås och Uppsala påvisade G. Lundqvist (1955), att inom bägge områdena de yngsta räfflorna V om åsarna böja av mot NV och Ö om dessa mot NO. Orsaken skulle vara, att i likhet med G. Frödins antagande, estuarier bildats kring åsarnas mynningar, och att dessa så småningom vidgats till isdalar, vars dalsidor, på grund av att trycket mot dem endast åstadkoms av vattnet i ishavet, kom att verka som lokala isfronter, vilka länkade av isrörelseriktningen mot åsarna. Ungefär samtidigt kom R. Repo (1954) till samma slutsats på grundval av räffelobservationer i närheten av åsstråk i norra Karelen.

Observationerna av räfflor och ändmoräner, som redovisas på recessionskartan, ha välvilligt ställts till förf:s förfogande av G. LUNDQVIST och ha inlagts efter konceptet till det nya geol. kartbladet Uppsala. I relation till varandra ge räfflorna och ekvicesserna en fullt entydig bild av isavsmältningens förlopp inom området. De yngsta räfflornas riktningar — V om åsen huvudsakligen N 5°—10° V och Ö om denna N 5°—10° O — återspeglas vackert i ekvicessernas inbuktning mot N, vilket torde vara ett bevis för giltigheten av G. LUNDQVISTS ovan relaterade uppfattning.

Såsom framgår av kartan, sammanfaller icke åsens längdriktning med estuariets mittlinje, som är något förskjuten mot V. Asymmetrien är särskilt betonad i S delen av området, där förskjutningen uppgår till ca 2,5 km. Orsaken torde kunna sökas i de allmänna topografiska förhållandena. I den stora förkastningsdepressionen 8 km S om Uppsala (jfr E. WIMAN 1932 s. 115, fig. 41), som numera utfylles av Mälarens nordligaste vik Ekoln, utbildades säkerligen under isfrontens tillbakaryckning en kraftig kalvningsbukt (jfr M. WAERN 1944), som i sin tur avlänkat estuariet mot V, samtidigt som åsen lateralt följt den östra förkastningsbranten. Anmärkningsvärt är även, att på några lokaler V om åsen påträffats ett yngsta räffelsystem med NNO-lig riktning (G. LUNDQVIST). Dessa undantag från den allmänna huvudriktningen kunna ha sin förklaring i estuariets i förhållande till åsen asymmetriska utbildning.

Enligt G. LUNDQVIST (1935, 1955) skulle morgondimmorna haft en viss betydelse för avsmältningen på estuariets isväggar på så sätt, att den västra dalväggen mer eller mindre skyddats från solbestrålning av en kvarliggande dimma, medan däremot längre fram på dagen, då dimman lättat, solen fritt kunde lysa på den östra dalsidan. Avsmältningen blev härigenom starkare på denna, och isens avlänkning mot SV ökades. I föreliggande fall torde emellertid bägge faktorerna, d. v. s. den ovan påpekade topografiska och den av G. LUNDQVIST anförda, ha medverkat till estuariets utformning.

Hastigheten av landisens avsmältning kan även utläsas av ekvicesserna. Mellan åren -900— -810 enligt GERARD DE GEERS kronologi — alltså på ca 90 år — torde hela området ha blivit isfritt. Den årliga isrecessionshastigheten synes lokalt ha varierat något. Enligt ekvicesserna var den i SO endast omkr. 175 m per år men ökade succesivt mot N till omkr. 350 m per år. GERARD DE GEERS (1940, s. 149) beräkning av isrecessionen till 350—360 m per år från mätningsserien V om Uppsala (division L och M) synes ha gett ett alltför högt värde. Inom hela västra delen av kartbladet har recessionshastigheten i stort sett varit omkr. 200—250 m per år.

Av intresse i samband med isrecessionen är ändmoränområdet i sydvästra kartbladshörnet S om järnvägen Uppsala—Enköping. Av de på kartan pl. 2 inlagda 78 ändmoränerna ligga inte mindre än 55 på ett inbördes avstånd bakom varandra i N—S-lig riktning av omkr. 200—250 m, d. v. s. ett avstånd som väl överensstämmer med den beräknade årliga recessionshastigheten. Samordnas de olika ändmorängrupperna, blir resultatet i stort sett, att omkr. 10 ändmoräner ligga bakom varandra mellan kartans 10-årsekvicesser. Det förefaller sålunda troligt, att ändmoränerna här åtminstone till mycket stor del äro årsmoräner av samma typ, som Gerard De Geer (1932, 1940) på grundval av ett synnerligen omfattande fältmaterial kartlagt i Brommatrakten. G. Hoppe (1948) förnekar mer eller mindre kategoriskt förekomsten av årsmoräner och ändmoränernas geokronologiska värde i Mellansverige, men hans slutsatser synas här så gott som uteslutande grunda sig på andrahandsmaterial och icke på en omfattande och noggrann geokronologisk fältundersökning, som torde vara ett villkor för frågans slutgiltiga lösning.

En karaktäristisk detalj i Uppsalaslättens lerstratigrafi är den s. k. fläckzonen. Vissa iakttagelser vid de här utförda foliekärnborrningarna berättiga till en närmare granskning av denna i sitt slag märkliga företeelse.

Fläckzonen uppträder vanligen ca 20—30 cm ovanför glaciallerans sista synliga mikrovarv och består av ett maximalt ca 10 cm mäktigt, ofta finskiktat lerlager, som innehåller rikligt med vita och ljusgrå, ofta gröna och ibland även röda, rundade och avlånga fläckar på vanligen omkr. 1—5 mm storlek, vilka mestadels ligga orienterade efter skiktlagren. Den är utförligt beskriven av J. P. Gustafsson (1905) från ett antal profiler i närheten av Uppsala.

Fläckarna bestå till största delen av mer eller mindre vittrade fragment av silurisk kalksten och röd ortocerkalk (Östersjökalk) samt i mindre mängd av sand- och gruskorn av kristallina bergarter. Fragment av sandsten förekomma sparsamt. Vid Marsta ca 10 km N om Uppsala funno S. Mattson och medarbetare (1950, s. 243) i zonen ett stort antal små, rundade och mjuka, konkressionslika korn, som ej innehöllo $CaCO_3$. Däremot var halten av Fe och H_2SO_4-lösligt P_2O_5 relativt hög.

Fläckzonens stratigrafiska läge i närheten av Uppsala belyses närmare av en profil på 19 m djup under markytan (fig. 4) från en kärnfolieborrning på Kungsängen 500 m V om L. Ultuna gård. Mellan fläckzonen (g) och den mikrovarviga glacialleran (a) ligger en 31 cm mäktig, styv och homogen lera, som i sin övre del innehåller enstaka kalkfragment och nedtill två tunna moskikt (c och d). Fläckzonen överlagras

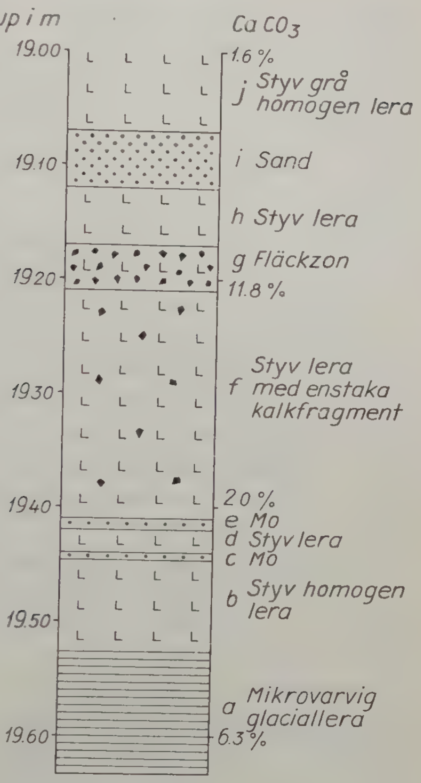


Fig. 4. Profil genom fläckzonen från borrning på Kungsängen 500 m V om L. Ultuna.

Profile through the spotted zone from drilling at Kungsängen 500 m W of L. Ultuna. a. microvarved glacial clay, b. heavy homogeneous clay, c. and e. fine sand, d. heavy clay, f. heavy clay with uncommon calcareous fragments, g. spotted zone, h. heavy clay, i. sand, j. heavy grey homogeneous clay.

av en likaledes styv, grå och homogen lera (h och j), som dock 5 cm ovanför zonen genomsättes av ett 5 cm mäktigt sandskikt (i).

Lerhalten är högre i de två lerskikten omedelbart under och över fläckzonen än i under- och överlagrande, resp. glaciala och postglaciala leror och kan här uppgå till inemot 90 % (jfr S. Mattson och medarbetare, a. a., s. 226). $CaCO_3$-halten varierar på ett karaktäristiskt sätt (fig. 4). I de översta mikrovarven (a) är den omkr. 6 %, i de homogena lerskikten under och över fläckzonen omkr. 2 % men visar i själva fläckzonen ett maximum på omkr. 12 % (jfr S. Mattson och medarbetae, a.a., s. 227 och S. Ståhlberg, 1952, s. 17). Högre upp i profilen 47 m ovanför fläckzonen är kalkhalten endast 0,3 % för att därefter uccesivt stiga till omkr. 18 % på 16-metersnivån (jfr B. Järnefors, 955, s. 383, fig. 2).

Den styva och kalkfattiga leran mellan den mikrovarviga glacialleran ch fläckzonen torde ha avsatts i extremt distalläge under övergången mellan Yoldia- och Ancylustid. Moskikten (c och e) ha troligen nedsvallats från den närbelägna åsen. Den grå, homogena och ännu kalkfattigare leran, som överlagrar fläckzonen, är Uppsalatraktens Ancyluslera, tidigare benämnd »undre grålera». Sandskiktet (i) måste tolkas som ett vid storm från åsen nedsvämmat lager. Den grövre och kalkrika leran ovanpå Ancylusleran har avsatts under Litorinatiden och torde till största delen bestå av genom bränningsverkan omlagrade glacialleror.

Fläckzonens stratigrafiska läge kan således mer eller mindre definitivt fastställas till övergången mellan Yoldia- och Ancylustid. J. P. GUSTAFSSON (a. a.) karaktäriserar fläckarna i zonen som moränmaterial, som droppat ner från smältande isberg och inbäddats i leran, d. v. s. materialet har transporterats på samma sätt som moränflottarna, vilka här och var förekomma i glacialleran och längs Uppsalaåsens sluttningar. På grundval av bl. a. den höga halten av siluriskt kalkstensmaterial förlägger han denna istransport till tiden, då isranden stod vid Gävlebukten, och en betydande kalvning av isberg med infruset moränmaterial från Bottenhavets silurområden ägde rum. Denna uppfattning delas av H. MUNTHE (a. a., s. 81), som även anser sig kunna parallellisera fläckzonen med ett av strandade isberg avsatt, moränartat lager mellan åsgrus och Ancyluslera, som iakttagits i en åsskärning vid Galgbacken N om Uppsala.

Med tillhjälp av de i denna undersökning uppmätta lervarvsprofilerna där fläckzonen påträffats, kan israndens läge vid tidpunkten för dess avsättning approximativt beräknas. Förfarandet framgår av fig. 5. För ett antal lokaler med så fullständiga varvserier som möjligt, och där bottenvarvet givetvis uppmätts, har sedimentmäktigheten i 20-årsperioder kumulativt avsatts på ordinatan, medan abskissan visar varvens ålder enligt GERARD DE GEERS tidsskala. Resp. lokalers fläckzon är inpassad i diagrammet alltefter sitt läge i sedimentserien. Kurvorna utvisa, att glaciallerans sedimentationsintensitet minskat tämligen kontinuerligt, och dessa kunna således extrapoleras upp till fläckzonen. För den mycket jämna sedimentationskurvan från lokal 3 Högsta blir den extrapolerade tiden endast omkr. 60 år, för övriga kurvor mellan 90 och 130 år. Samtliga exempel förlägga fläckzonens avsättning till omkr. år -600, vilket enligt GERARD DE GEERS (1940, pl. 68) recessionskarta över mellersta Sverige motsvarar ett israndläge i Gävlebuktens södra del.

Enligt förf:s mening är J. P. GUSTAFSSONS uppfattning beträffande den ungefärliga tidpunkten för fläckzonens utbildning riktig. Men kan detsamma sägas om hans antagande, att materialtransporten skett med kringflytande isberg? Skulle så vara fallet, borde man à priori icke enbart finna en väl begränsad zon med bergartsfragment av ungefär

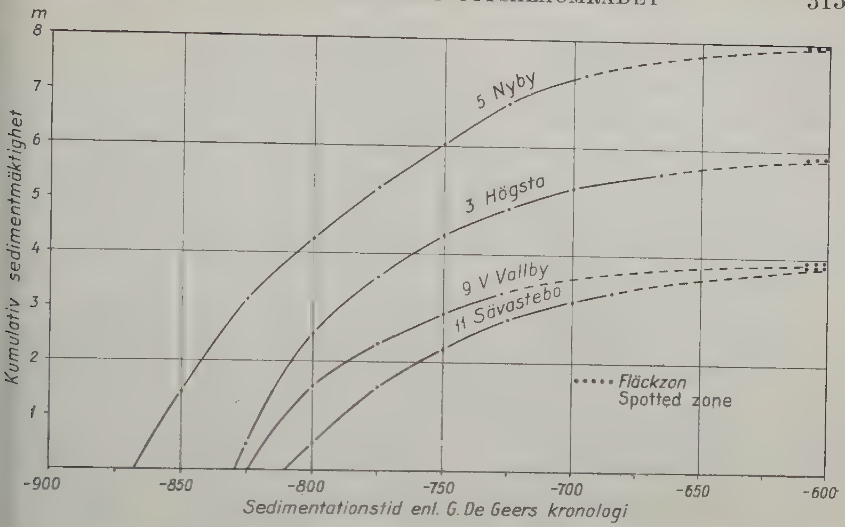


Fig. 5. Approximativ beräkning av fläckzonens ålder i varvserierna från lokalerna 5, 3, 9 och 11.

Approximate calculation of the age of the spotted zone from the localities of varve measurements nos 5, 3, 9 and 11. X-axis: times for sedimentation according to the timescale of Gerard De Geer. *Y-axis: cumulative thickness of varves.*

samma kornstorleksklass (1—5 mm), utan även grövre material, sten, block o. s. v. i likhet med de isbergstransporterade moränflottar, som förekomma i glacialleran och utefter åsen.

Enligt förf:s erfarenhet från Uppsalatrakten återfinnes fläckzonen med sitt ovan beskrivna karaktäristiska utseende alltid på lokaler, där den ursprungliga lagerföljden är bevarad men är vanligen bortabraderad nom områden, som varit exponerade för svallning. Den har sålunda akttagits på samtliga borrningslokaler (10 av 17) med sediment från övergången mellan Yoldia- och Ancylustid. Däremot saknades fläckzonen i fullständiga profiler, upptagna med foliekärnborr, invid rulltensåsen vid Järlåsa 23 km V om Uppsala och invid Enköpingsåsen S om Enköping. Fläckzonen synes således icke såsom de äkta moränflottarna vara en rent lokal, mer eller mindre slumpartad företeelse, om avsatts där isbergen strandat eller moränmaterialet smält fram ch sjunkit till botten.

Även fläckzonens mäktighet synes bero på avståndet från Uppsalasen (tabell 1). På lokalerna 3 och 5 invid åsen är den 10 cm mäktig, i stra kartbladskanten (lokalerna 9 och 6) 6 cm, i nordvästra kartbladsörnet (lokalerna 12 och 11) 6—10 cm och i SV (lokalerna 13, 14, 15 ch 16) endast 4—5 cm mäktig. Det föreligger således en bestämd tenens till att mäktigheten avtager med ökat avstånd från åsen. Det från profilen vid Kungsängen (fig. 4) omnämnda, strax ovanför fläckzonen avsatta stormsandlagret (i) har även återfunnits på lokalerna 3, 9, 11, 15 och 16. Dess mäktighet avtager likaledes med avståndet från åsen, och lagret är i de två sistnämnda profilerna i SV utbildat endast som ett mycket tunt mjälaskikt. Förekomsten av sandskikt omedelbart ovanför fläckzonen omnämnes även av J. P. Gustafsson (a. a., s. 272, not 2). Hans förklaring till fenomenet är även här, att sanden avsatts från smältande isberg.

En sammanställning av det hittills föreliggande observationsmaterialet synes alltså tala för att fläckzonen är en synkront utbildad företeelse, som regionalt begränsas till Uppsalaåsens sedimentationsområde, och som avsatts, sedan isen retirerat till trakten av Gävlebukten. Isälvstunnelns mynning låg då vid buktens nuvarande södra strand, och troligt är att den att döma av de proximala avlagringarnas storlek alltjämt synnerligen vattenrika isälven medförde stora mängder material från Bottenhavets kambro-siluromåde. Sannolikt är även att de lösa sedimentära bergarterna nu icke nedkrossades i samma utsträckning, som då isälven tidigare strömmade fram i sin tunnel över urbergsterrängen S därom och det hårda, kristallina rullstensmaterialet kom att verka som löpare i en kulkvarn. Mot bakgrunden härav kan antagas, att Uppsalaåsens sedimentationsområde vid tidpunkten för fläckzonens avsättning mer eller mindre översvämmades av fragment av sedimentära bergarter.

Det nu framlagda fältmaterialet är dock icke tillfyllest för en slutgiltig förklaring till fläckzonens uppkomst. Härtill är en regionalt inriktad undersökning av sedimentlagerföljderna upp mot Gävlebukten nödvändig. Redan på detta stadium kan dock framhållas, att den nu 50-åriga och i litteraturen så ofta citerade uppfattningen, att materialtransporten skett genom kringdrivande isberg, icke torde äga någon generell giltighet.

Litteratur

De Geer, Ebba Hult., 1943: Exakt geokronologisk förbindelse Sverige—Finland. Geol. Fören. Förh. Bd 65.

De Geer, Gerard., 1932: Stockholmstraktens kvartärgeologi. Sv. Geol. Unders. Ser. Ba. Nr 12.

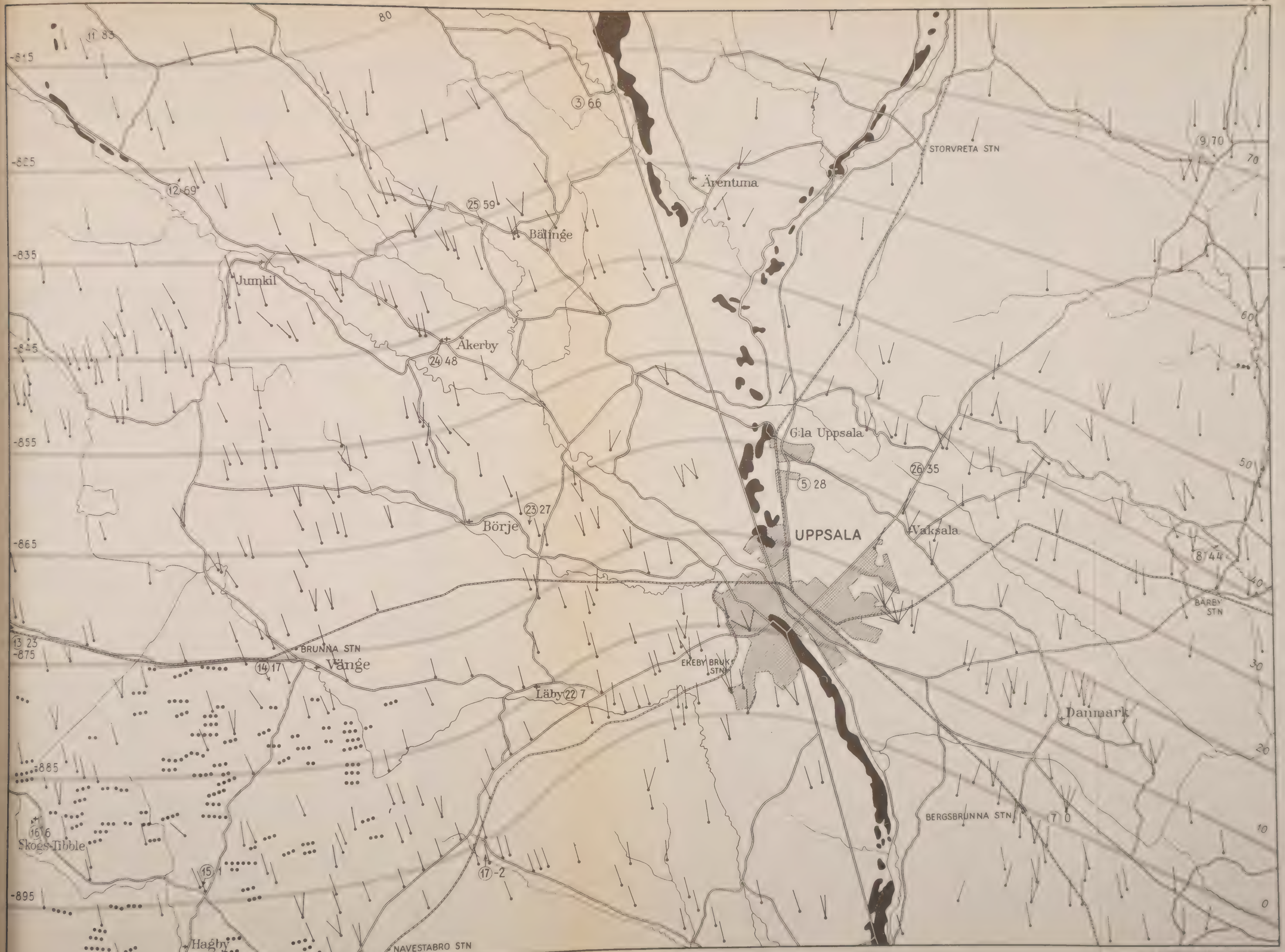
— 1940: Geochronologia Suecica Principles. K. Sv. Vet. Akad. Handl. Tredje serien. Bd 18. Nr 6.

Frödin, G., 1916: Über einige spätglaziale Kalbungsbuchten und fluvioglaziale Estaurien im mittleren Schweden. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XV.

Gustafsson, J. P., 1905: Über die Grenzlager des spätglazialen Bändertons in der Gegend von Upsala. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. VI.

Hörner, N. G., 1948: A Late-Glacial Specimen of Lucioperka lucioperka and its Environments. A Study of some Upsala clay varves. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XXXII.

Hörner, N. G. † och B. Järnefors., 1951: Some geological aspects of the Marsta hydrologic clay series. K. Lantbrukshögsk. Ann. Vol. 18.



ISRECESSIONEN INOM UPPSALAOMRÅDET

ICE RECESSION IN THE UPPSALA REGION

Björn Järnefors 1956

⑦ 0	Lokal för varvmätning. Siffran till höger anger bottenvarvets år, räknat från lokalen vid Bergsbrunna (= ± 0) *Locality of varve measurement. Numbers to the right are the years of bottom varves counted from the locality at Bergsbrunna (= ± 0)*
-895 0	Israndläge, årtalet till vänster i enlighet med Gerard de Geers kronologi, till höger med utgångspunkt från lokalen vid Bergsbrunna *Ice margin; years to the left according to the timescale of Gerard de Geer, to the right counted from the locality at Bergsbrunna*
▬	Rullstensås *Esker*
⋯	Ändmorän *End moraine*
⋎	Räfflor *Glacial striae*

Ändmoräner och räfflor efter G. Lundqvist 1956
End moraines and glacial striae after G. Lundqvist 1956

0 1 2 3 4 5 km

AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB STOCKHOLM 1956

För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk 20/4 1956

DIAGRAM ÖVER ÅRSVARVEN -895--732 INOM UPPSALAOMRÅDET

ANNUAL VARVES -895--732 IN THE UPPSALA REGION

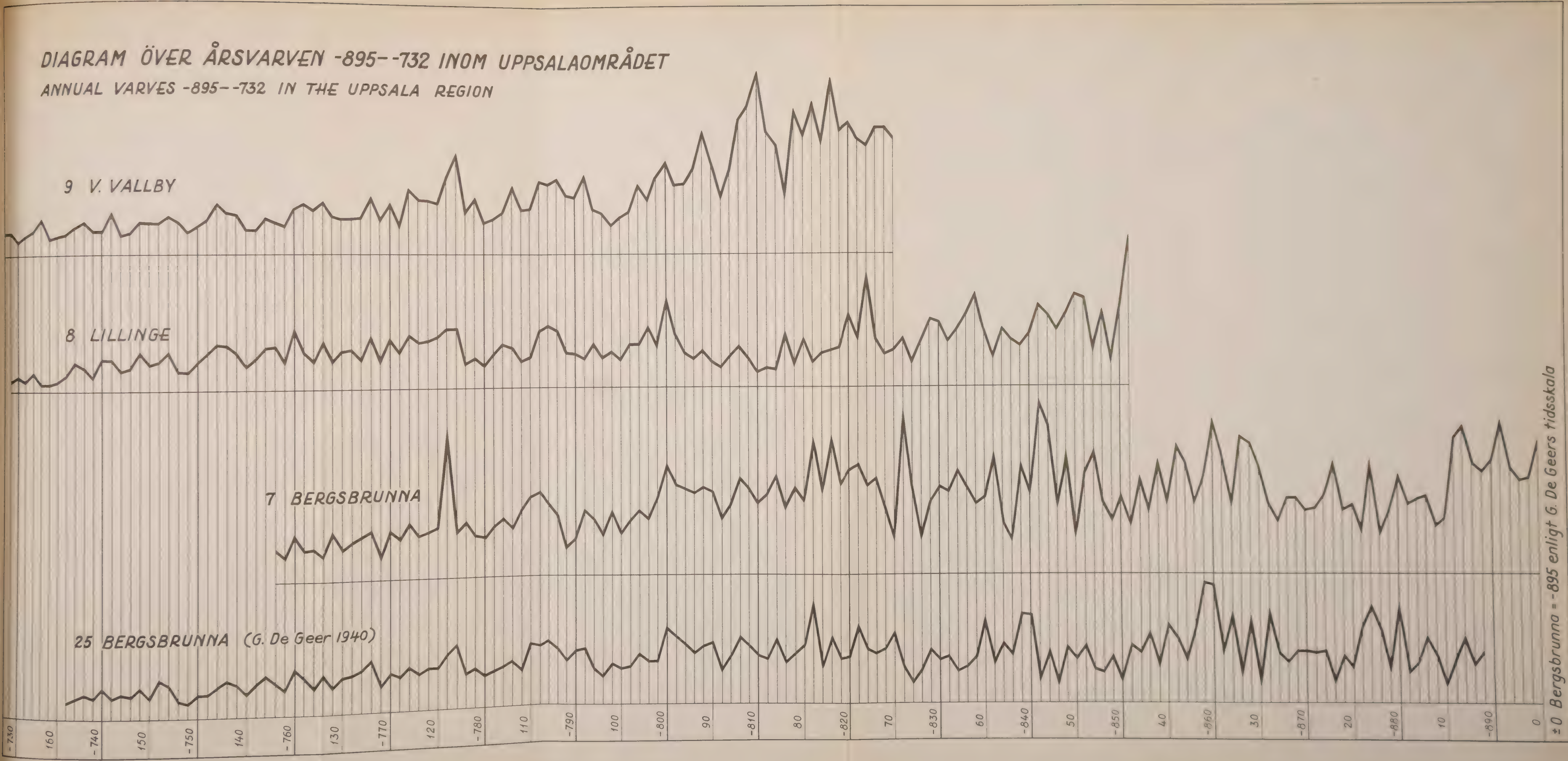
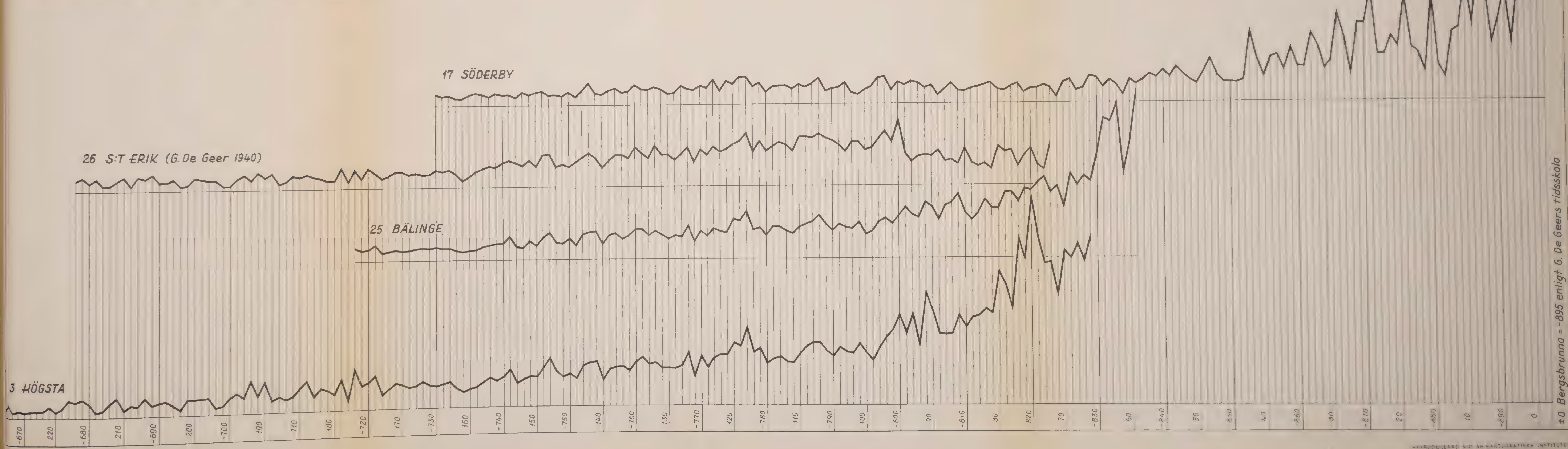


DIAGRAM ÖVER ÅRSVARVEN -897--666 INOM UPPSALAOMRÅDET

ANNUAL VARVES -897--666 IN THE UPPSALA REGION



REPRODUCERAD VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB STOCKHOLM 1956

Varvmäktigheter i mm för åren -666 — -897 i Uppsalaområdet

Thickness in mm of the annual varves -666 — -897 in the Uppsala region

	3 Högsta	5 Nyby	7 Bergsbrunna	8 Lillinge	9 V. Vallby	11 Sävastebo	12 Solbacken	13 Persbo	14 Långtibble	15 Myrtorp	16 Skogs-Tibble	17 Söderby	22 Läby	23 Granby	24 Åkerby	25 Bälinge	26 Eke	± 0 = -895
	6																	
	9																	
	4																	
	5																	
-670	4																	225
	5																	
	5																	
	5																	
	8																	
	4																	
	7																	
	13																	
	11																	
	13																	
-680	10																	215
	4																	
	5																	
	10																	
	14																	
	5					11												
	8					9												
	8					14												
	13					13												
	8					16												
-690	10					7												205
	11					11												
	7					6												
	4					12												
	12					11												
	11	9				17												
	12	15				11												
	12	14				10												
	5	12				7												
	6	14				7												
-700	12	17				20												195
	15	12				20												
	12	14				9												
	25	18				14												
	12	15				18												
	23	19				9												
	9	25				13												
	12	13				14												
	9	10				12												
	11	16				11												
-710	17	23				8												185
	23	23				10												
	11	23				12												
	17	24				14												
	15	12				13												
	12	17				12												
	23	24				14												
	7	20				9												
	30	19				8				7						10		
	18	34				12				6						8		
-720	20	23				14				5						9		175
	25	14				16				4						12		
	10	27				16				4						6		
	15	19				17				8						7		
	19	20				16				6						8		
	17	25				17				8						7		
	16	20				18				7						8		
	17	33				20				10						9		
	20	18			12	14				9						10		
	17	33		5	12	19				5						9	8	
-730	16	20		8	7	23				6		8				10	9	165
	18	33		5	10	22				7		7				9	7	
	19	30		10	13	16				4		8				10	6	
	14	27		4	18	21				9		5				7	12	
	11	30		4	8	17				11		5				6	8	
	14	30		5	10	26				12		8				7	12	
	15	13		8	11	25-				8		9				8	15	
	18	34		15	14	27				11		8				10	6	
	21	25		13	17	22				6		6	7			11	8	
	19	32		7	12	21				12		9	10			12	17	
-740	22	23		17	12	23				8		8	12			13	20	155
	27	23		17	22	18				4		8	11			18	18	
	17	24		10	10	26				10		6	8			10	18	
	20	25		12	11	30				4		10	7			9	7	
	22	20		20	17	23				3		8	5			14	13	
	21	50		14	17	25				9		9	5			11	17	
	29	45		15	17	21				8		10	7			17	15	
	36	48		20	20	18				7		7	8			21	11	
	25	45		10	17	18				5		8	11			13	25	
	22	33		10	12	30				10		6	14			12	17	
-750	24	33		15	15	24				8		10	8	15		16	9	145
	20	34		19	18	40				10		6	8	14		10	25	
	30	29		24	26	17				14		11	16	15		19	10	
	32	20		23	22	31			12	19		16	15	21		21	8	
	33	24		20	21	27			10	12		9	9	14		21	24	
	19	23		12	13	32			9	13		8	14	16		11	11	
	27	34		17	13	60			12	12		11	17	19		18	5	
	29	35		22	18	24			10	10		13	9	16		20	22	
	29	17	17	23	17	18			16	10		9	7	11		15	8	
	26	32	13	14	15	24			11	15		10	15	15		18	28	
-760	32	33	24	32	24	26			7	16		15	12	17		22	21	135
	36	33	16	19	27	19			14	12		12	21	20		22	24	
	31	30	17	15	23	22			9	15		11	20	11		18	20	
	32	32	13	25	28	21			13	19		13	18	7		21	23	
	28	47	25	15	20	16			16	16		12	15	6		18	27	
	28	46	17	20	19	16			8	11		8	16	8		15	28	
	28	27	20	21	19	24			12	11		9	18	17		18	13	
	30	34	23	15	19	28			10	21		14	25	22		17	18	
	39	24	26	28	30	43			13	12		12	17	19		25	15	
	21	27	11	15	18	18			20	13		11	19	19		12	17	
-770	36	28	25	26	27	26			20	18		14	22	25		21	19	125
	28	29	22	19	15	25	25	6	19	17		13	12	25		17	20	
	36	25	29	28	35	40	13	7	15	26		19	20	15		23	14	
	38	35	23	25	29	33	13	5	16	16		10	12	17		21	25	
	38	39	25	26	29	27	15	6	15	20		18	22	20		19	31	
	47	39	27	28	27	44	14	6	14	18		15	14	23		30	28	
	44	46	75	32	42	37	17	7	17	25		21	34	20		28	32	
	58	30	25	32	54	60	27	9	21	25		21	18	24		36	49	
	40	30	30	13	23	59	15	10	18	16		13	20	16		22	18	
	42	30	22	16	30	39	15	10	16	17		16	27	9		24	18	
-780	31	38	21	12	17	28	19	10	10	20		9	19	23		17	14	115
	35	26	27	18	19	30	16	8	9	17		13	30	21		25	25	
	36	38	31	23	23	38	17	8	21	16		14	19	31		24	27	
	32	27	26	21	36	43	18	9	15	21		14	28	32		21	23	
	32	28	36	14	24	54	25	11	14	16		11	27	30		19	24	
	38	32	43	16	25	39	21	16	23	23		15	30	19		24	32	
	44	42	45	31	40	44	24	16	21	27		13	31	16		26	30	
	47	39	39	33	38	36	48	6	17	17		15	25	27	33	28	49	
	47	57	33	30	41	27	45	6	24	27		19	23	29	39	33	31	
	40	45	15	19	32	30	45	6	25	14		9	22	26	35	26	30	
-790	36	44	20	18	31	33	38	10	28	19		11	25	29	30	21	34	105
	43	44	35	15	42	30	42	9	25	17		12	27	23	30	26	30	
	39	45	30	23	24	31	37	15	24	20		16	40	28	28	23	26	
	38	47	22	16	22	39	36	12	27	10		8	37	23	43	22	15	
	46	33	34	19	16	40	44	7	26	14		7	33	22	30	27	28	
	38	41	23	15	20	41	37	5	37	14		10	10	34	29	18	15	
	33	55	30	23	23	21	33	7	25	21		13	19	38	24	20	31	
	43	51	35	23	37	52	44	5	21	24		19	30	31	33	28	45	
	50	56	30	33	30	99	53	5	24	22		20	29	44	37	30	23	
	56	50	42	23	42	75	50	11	25	11		10	27	17	39	26	26	
-800	68	34	59	47	50	75	58	7	23	24		16	28	19	46	32	34	95
	53	40	49	28	37	40	55	6	18	22		14	28	37	40	39	32	
	68	55	47	19	38	53	50	7	22	16		17	18	34	37	33	26	
	43	51	45	15	46	37	45	10	24	19		15	25	33	34	31	45	
	85	34	48	20	65	40	53	12	25	12		11	20	30	50	42	44	
	70	33	45	14	49	34	53	5	25	15		14	22	22	42	38	26	
	53	40	31	11	30	47	50	10	26	7		6	42	11	33	29	19	
	52	46	38	17	45	25	74	5	20	19		11	37	34	46	40	17	
	53	41	52	22	73	31	71	7	24	12		15	24	39	50	42	20	
	67	48	47	11	80	28	86	6	16	11		10	50	44	55	48	18	
-810	58	68	39	8	98	37	80	6	28	11		9	42	37	40	34	58	85
	65	36	44	10	65	33	39	10	40	11		11	34	35	33	29	15	
	67	50	54	9	59	40	37	11	29	12		12	33	37	40	34	51	
	72	69	37	28	32		45	7	27	8		14	28	35	45	44	33	
	68	70	47	12	78		38	9	24	9		16	64	28	34	38	27	
	98	15	40	25	64		49	8	20	6		10	43	38	39	37	37	
	89	50	72	13	80		107	11	27	12		9	32	49	54	49	50	
	72	18	45	18	61		68	8	23	13		12	27	31	49	50	50	
	125	33	73	20	93		73	9	29	8		14	34	48	48	42	34	
	108	39	49	21	66		72	6	27	10		8	31	52	58	52	17	
-820	154	49	57	39	71		89	14	35	5		11	40	51	59	51	26	75
	125	17	59	27	62		99	10	22	12		11	29	75	58	56	57	
	105	69	48	60	59		101	7	21	12		13	20	51	58	60	44	
	106	59	52	26	68		100	11	13	12		11	24	31	41	48	56	
	80	50	35	18	68		89	10	19	15		4	36	47	51	54	32	
	115	40	20	20	63		48	12	27	7		15	18	16	43	38	48	
	110	61	85	26			125	23	22	12		17	19	71	52	63	70	
	120	68	45	13				13	13	19		9	19	65	49	55	25	
	107	42	20	25				7	19	13		11	46	41	47	62	39	
	127	80	40	36				17	21	9	6	20	43	32	43	57	67	
-830		47	47	35				24	30	16	16	19	27	32	69	78	109	65
		58	45	25				15	35	17	15	11	23	47	51	105	100	
		75	56	31				23	27	18	18	17	33	60	59	102	101	
		45	46	39				7	30	26	14	13	34	62	70	116	46	
		45	38	50				11	10	13	6	6	19	30	63	64	119	
		35	42	30				19	40	12	14	18	41	53	69	89	40	
		68	63	16				12	29	14	15	13	18	57	62	124	100	
		80	28	31				15	23	12	10	17	21	44	67		138	
		88	18	25				11	22	17	16	21	25	31	58		53	
		77	59	22				10	23	25	24	18	55	89	39		56	
-840		83	43	29				21	49	13	19	24	47	70	82		72	55
		95	93	44				15	83	21	30	19	28	71	70		53	
		89	80	39				15	36	20	13	27	55	101	84		100	
		100	37	31				12	28	17	21	21	39	59	80		120	
		58	62	40				14	30	11	20	17	38	55	78		107	
		75	20	50				27	22	13	18	14	37	25	85		153	
		46	55	48				24	46	12	18	22	22	67	109		127	
		71	65	20				18	20	14	22	33	19	90	126		199	
		57	38	41				33	50	18	17	21	59	88			208	
		71	29	15				47	33	12	23	15	46	41			42	
-850		68	41	45				16	26	8	24	14	30	50			158	45
		57	27	83				18	22	13	16	14	25	34			155	
		56	52					14	33	8	21	16	22	33			182	
		65	34					19	50	9	22	53	29	56			89	
		70	60					26	40	25	19	32	36	78			249	
		53	38					45	21	27	19	19	55	115			27	
		74	69					50	28	20	19	33	33	101			116	
		70	59					17	18	11	11	35	65	61			21	
		78	38					38	21	10	17	24	20	63			76	
		56	52					47	22	39	15	40	35	98			161	
-860		59	81					19	34	22	23	26	62	105			181	35
		29	63					16	34	22	30	25	37	79				
		73	37					24	43	23	27	51	41	109				
		22	74					29	20	24	19	41	55	90				
		107	70					38	22	44	11	24	50	64				
		150	57					28	43	25	34	30	40	79				
		252	37					22	38	32	19	65	63	117				
		176	28					21	74	17	17	47	69	125				
			41					9	44	29	22	21	62	71				
			31					26	39	37	38	59	29					
-870			34					35	76	33	89	58	32					25
			35					29	85	24	41	83	122					
			42					31	74	32	32	35	54					
			57						24	42	26	35	34					
			34						55	30	47	49	64					
			37						54	20	25	40	54					
			24						96	41	23	81	110					
			58						124	27	24	40	63					
			21						80	22	38	36	69					
			34							36	53	22	91					
-880			52							49	71	81	56					15
			37							41	61	27	90					
			40							42	133	17	96					
			42							25	90	51	94					
			26							64	82	55	108					
			30							19	74	90	64					
			73							27	96	59	100					
			79							46	98	107	69					
			59							26	95	86	64					
			55							34	214	43						
-890			61							59		61						5
			81							37		83						
			56							79		43						
			50							59		85						
			52							29		87						
			70									86						
												96						
												149						

JÄRNEFORS, B., 1955: Synpunkter på kvartära lerors genetik. Geol. Fören. Förh. Bd 77.

KJELLMAN, W., T. KALLSTENIUS and O. WAGER., 1950: Soil Sampler with Metal Foils. Device for Taking Undisturbed Samples of Very Great Length. Roy. Swedish Geotechnical Inst. Proc. No. 1.

LUNDEGÅRDH, P. H. och G. LUNDQVIST., 1956: Beskrivning till kartbladet Uppsala. Sv. Geol. Unders. Ser. Aa. N:o 199 (i korrektur).

LUNDQVIST, G., 1935: Isavsmältningen i Bergslagen. Geol. Fören. Förh. Bd 57.

— 1955: Räffelriktningar och rullstensåsar. Geol. Fören. Förh. Bd 77.

— 1955 a: Geokronologi och småmoränologi. Geol. Fören. Förh. Bd 77.

MATTSON, S., E. ERIKSSON, ELISABETH KOUTLER-ANDERSSON, E. BARKOFF, S. STÅHLBERG and K. VAHTRAS., 1950: Phosphate relationships of soil and plant. VII. Forms of P in the Marsta hydrologic clay series. K. Lantbrukshögsk. Ann. Vol. 18.

MUNTHE, H., 1940: Om Nordens, främst Balticums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. (On the Late-Quaternary development and the Stone Age settlement of North Europe, primarily the Baltic). K. Sv. Vet. Akad. Handl. Tredje serien. Bd 19. Nr 1.

REPO, R., 1954: Om förhållandet mellan räfflor och åsar. Geologi. N:o 5. Helsingfors.

STÅHLBERG, S., 1952: The distribution of K, Na, Ca and Mg in the Marsta hydrologic clay series. Acta Agricult. Scand. Vol. II: 1.

WIMAN, E., 1930: Studies of some Archaean rocks in the neighbourhood of Upsala, Sweden, and their geological position. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XXIII.

WAERN, M., 1944: Beskrivning till en »Bottentopografisk karta över mälarfjärdarna Ekoln och Gorran». Bilaga till F. HJULSTRÖM., 1944: Uppsalaåsen. Karta med beskrivning. Geographica nr 15. Uppsala.

Runmarö kalksten och Runmarö gamla kalkbruk

Av

Nils Sundius

Abstract. The chief deposits of limestone in the archipelago of Runmarö lie in a strongly folded leptite-anticlinal on the eastern part of Runmarö. Here the limestone forms four different areas (I—IV on the map, fig. 1). The areal dimensions of the limestone are rather large, probably among the greatest in Sweden when precambrian formations are concerned, but the quality of the rock is less good because of the presence of contaminations of quartz, silicates and also of layers of leptite. Practically no mining has occurred in the last two hundred years.

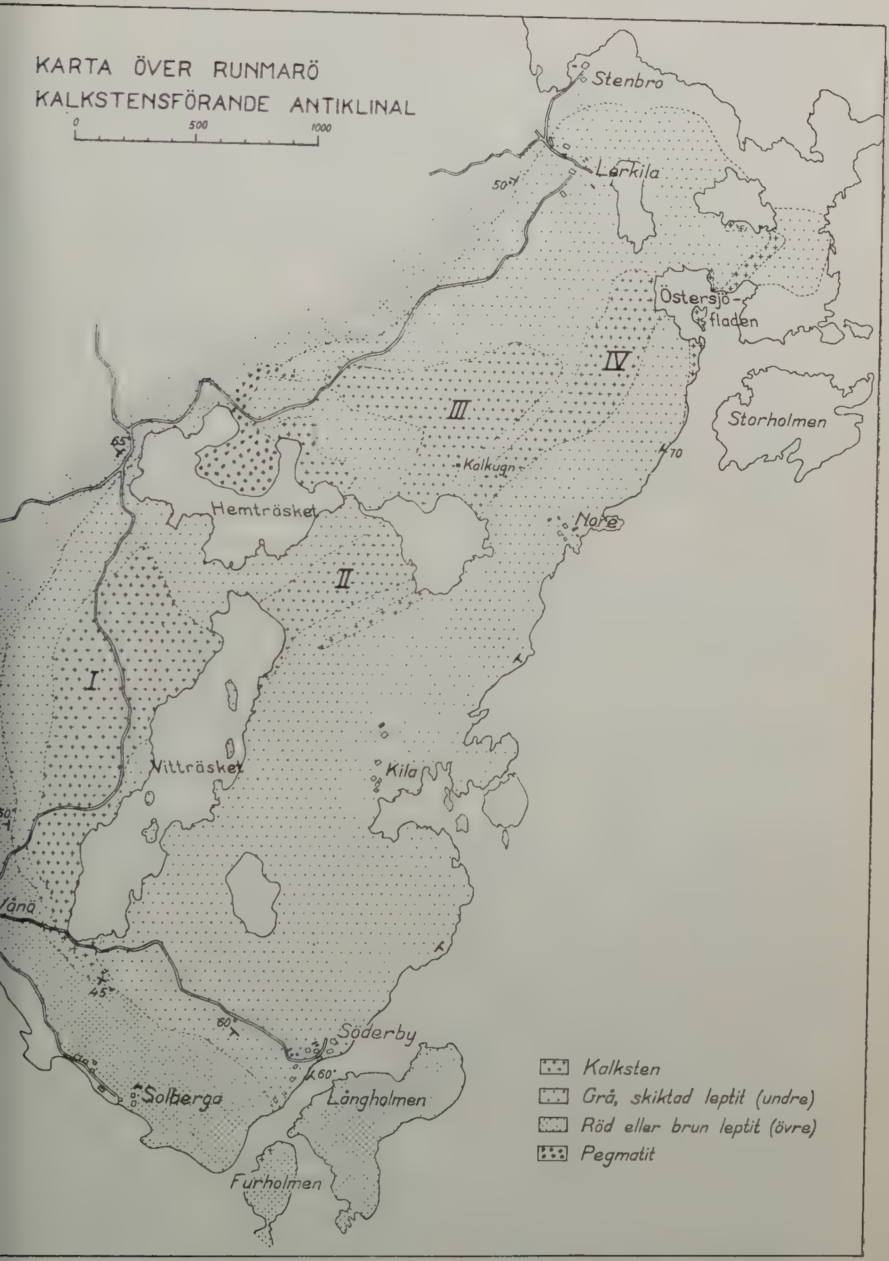
In the time of about 1575—1650 and 1740—50 a lime-work was operating in the neighbourhood of Nore on the eastern side of the island, possibly the oldest of its kind in Sweden. But also before this time lime may have been burnt for buildings in Stockholm. The first known mention of the lime dates from 1288, when Runmarö and other neighbouring islands were given by the king Magnus Ladulås to the monastery and nunnery in Stockholm. It remained in their possession to the Västerås recess 1527.

Runmarö och dess skärgård erbjuder ur geologisk synpunkt åtskilligt av intresse. Ön omfattar den nordligaste och även den minst metamorfoserade delen av skärgårdens leptitområde. Tack vare förekomsten av tvenne urskiljbara horisonter inom leptiten har det även varit möjligt att fastställa tektoniken inom den starkt veckade lagerkomplexen. Slutligen äro ön och dess angränsande holmar mycket rika på kalksten.

Om vi begränsa oss till själva Runmarölandet, finner man här utmed den höga nordvästra sidan en uthållig zon av grå-gråvit leptit, ofta bandad och rik på kalkstenslager.[1] Zonens lager ha en tämligen brant stupning mot SO. Åt detta håll överlagras den av en vanligen mörk, brunaktig eller rödbrun, ofta porfyrisk leptit, som är sparsamt och dåligt skiktad samt i allmänhet fattig på kalksten. Den skiljer sig även från den gråvita underlagrande leptiten genom en högre kalihalt, medan den undre leptiten är albitrik. Denna övre porfyr-leptit bildar en synklinal, sydost om vilken den grå, undre leptiten åter kommer till synes, nu med lagren stupande åt motsatt håll mot NV, V, SV och N utmed den böjda gränslinjen. Återstoden av ön mot öster uppbygges av en sluten antiklinal (jfr. närslutna karta i svarttryck), som har sin södra spets å norra stranden av Furholmen S om Söderby, medan den ostliga gränsen ungefär sammanfaller med öns ostkust, där lagren regelbundet stupa mot öster ut mot sjön. Även i norr är antiklinalen sluten med regelbunden nordstupning av lagren.

---

[1] Jfr kartan till Berggrunden inom sydöstra delen av Stockholms skärgård, Ser. C nr 419.



g. 1. Utmed antikklinalens norra och östra sida utgöres sidostenen huvudsakligen av gnejsgranit och bandade gneisserier, vilka här icke betecknats.

För publicering godkänd i rikets allmänna kartverk den 28 februari 1956.

Inom denna i detalj starkt veckade antiklinal äro de största kalkfyndigheterna belägna. Då kalkstenen förekommer som inlagringar i leptiten, varvid dimensionerna av lagren starkt variera mellan någon millimeter och flera tiotal meter, blir det givetvis i viss mån subjektivt, var man skall lägga gränsen för kalkstensområdena. Å närslutna karta ha som kalksten betecknats de områden, där denna påtagligt dominerar. Det bör likväl påpekas, att även de som leptit betecknade delarna av kartan innehålla en mångfald zoner och band av kalksten, om och underordnade i mängd.

Inom antiklinalen har kalkstenen en mycket oregelbunden utbredning, vilket i huvudsak får skrivas på veckningens konto. I stort sett kan man skilja mellan följande områden.

1. Ett större triangulärt område V om Vitträsk, c:a 500 m brett i sin norra del och omkr. 1 700 m lång i N—S.

2. Ett rektangulärt område mellan Vitträsk och Noreträsk, c:a 200 × 600 m. Det sammanhänger sannolikt under Vitträsk med det förra.

3. Ett mer oregelbundet format område N om Noreträsk med en största utsträckning i ung. O—V av 1 000 m och en bredd vinkelrätt däremot av ung. 400 m. Om det under Noreträsk sammanhänger med område 2 eller ett avbrott förefinnes vid denna sjö, är osäkert.

4. En uthållig zon V om Nore upp till Östersjöfladen V om Storholmen med en längd i NO—SV av c:a 1 200 m och en bredd av 100—250 m. Det är isolerat från område 3 av leptit och möjligen utgör denna en nedveckad synklinal.

Ett mindre område av kalksten finnes även i leptitområdet omkring Hemträsket. Sannolikt utgör det en genom veckning avskiljd del av de stora områdena 1—3 (jfr. profilen, fig. 2). Området är dock obetydligt.

Det är således betydande kalkareor, det är fråga om. Utanför Runmarö finnas kalklager i riklig mängd i den grå leptitens fortsättning mot söder från öns V-kust utmed Storön—Risselö—Munkö—Högholmen och Skabban, men samlad kalk i så pass breda zoner, att de skulle vara brytvärda saknas. Även å Limskären och Södra Fladkläppen öster om Munkö finnes kalksten, men ej i tillräcklig kvantitet för brytning.

Tyvärr svarar dock kalkstenen å Runmarö och dess skärgård kvalitativt ej mot kvantiteten och mot det som för industriellt bruk är önskvärt. Kalkstenen är i allmänhet mycket finkornig — en följd av den svaga metamorfosen. I den täta-finkorniga stenen finner man vidare betydligt med föroreningar av silikater av olika slag såsom tremolit-aktinolit, skapolit, mikroklin, biotit, sporadiskt även titanit och turmalin. Kvarts är allmän och ej sällan riklig. Föroreningarna kunna vara skiktvis anordnade, men förekomma även spridda. Härtill kommer,

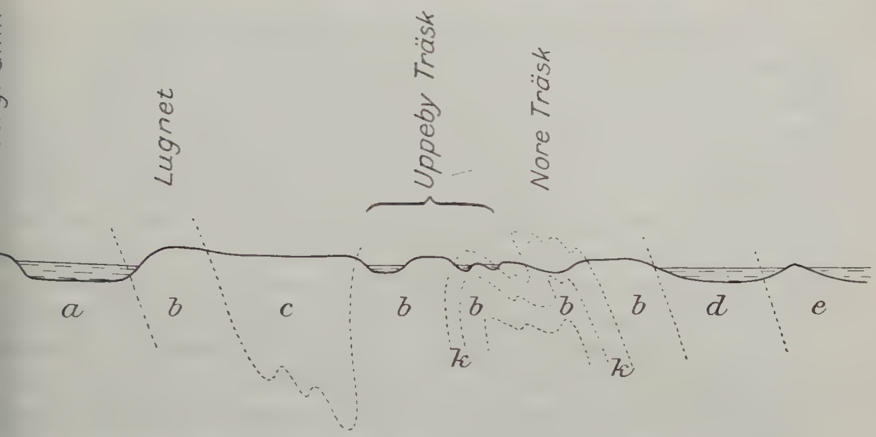


Fig. 2. Profil över Runmarö i NV—SO. a = gnejsgranit, b = undre kalkbandad leptit, k = kalksten, c = övre leptit, d = bandad porfyrit-aplit-ögongnejsserie, e = aplitgnejs.

att kalkstenen aldrig är fullt fri från leptitband och -bäddar. De leptitfattigaste delarna torde vara att söka i de norra områdena, men helt saknas leptit ej heller här. Dessa omständigheter ha gjort, att kalkstenen f. n. icke ansetts lämplig för industriellt ändamål, och så länge man på andra håll i mellersta Sverige har tillgång till renare urkalksten, torde Runmarö knappast bliva aktuell för kalkexploatering.

Om kalkstenens kemiska sammansättning lämna nedanstående analyser upplysning.

	1	2	3	4	5	6
CaO	43,1	46,9	45,9	28,2	43,6	41,9
SiO_2	19,9	14,8	16,1	39,1	15,6	0,1
Al_2O_3	1,1	0,8	1,0	1,7	0,7	0,4
Fe_2O_3	0,5	0,6	0,6	1,4	0,4	0,4
MgO	0,5	2,8	1,5	0,2	0,4	0,4
Alk	0,9	ej best.	ej best.	ej best.	ej best.	ej best.
gl.f.	33,9	»	»	22,1	34,6	»
olösl. i utsp. HCl	ej best.	34,1	35,0	6,1	3,4	23,1
	99,9	100,0	100,1	98,8	98,7	66,3
$CaCO_3$ ber. ur CaO	77,0	83,8	81,8	50,3	77,8	74,8

1. Genomsnitt av 5 st prover, uttagna inom område 3 norr om vägen mellan Uppeby och Nore.
2—3. Lokal ej angiven.
4. Mellan Nore- och Vitträsken, område 2.
5. S:a Spetsen av Vitträsk, område 1.
6. V om S:a Vitträsk, område 1.

Samtliga analyser utom 6, som utförts av Dr. A. Bygdén, härröra från Cement- och betonginstitutet i Limhamn. Genomsnittsanalysen 1 är total och inkluderar alltså även de i HCl olösliga mineralen, i de övriga har analys blott utförts på i HCl lösligt. Analyserna tyda på att kalkkarbonatinnehållet sällan når upp till och över 80 %. Den totala analysen 1 tyder på ett högt innehåll av kvarts. Å andra sidan är magnesiahalten låg, även i genomsnittsprovet 1, och dolomit torde icke spela någon större roll i kalkstenen.

Under de senaste decennierna ha små försök att uttaga byggnadssten utförts å St. Limskär, Höga Fladkläppen, St. Runö, samtliga holmar S om Runmarö, samt vid södra spetsen av Vitträsk. Ett försök till kalkbränning gjordes under senare delen av 1800-talet. Platsen för ugnen är angiven å kartan N om Noreträsk. Enligt Mästerlotsen C. A. Söderberg i Nore, vilkens fader utförde försöket, skall dock ugnen ej ha varit lämpligt byggd och utbytet dåligt, varför företaget övergavs.

En utredning utfördes även under första delen av 1900-talet angående möjligheterna för cementbränning. Utredningen verkställdes i Berlin av en cementspecialist på uppdrag av Alfred Bylin, ägare till en del av kalken. Utredningen gav dock föga uppmuntrande resultat. Bl. a. ansågs import av beauxit nödvändig, tydligtvis en följd av högt innehåll av kvarts i kalkstenen.

Runmarö har däremot under äldre tider varit säte för en efter dåtida mått betydande kalkproduktion vid Runmarö gamla kalkbruk, sannolikt det första och möjligen det enda i sitt slag i landet. Då brukets existens och verksamhet torde vara föga kända för fackmännen, både geologer och kalkbruksidkare, synas några uppgifter därom kunna påräkna intresse. Historiska data beträffande kalkbruket sammanställdes tidigast av E. Jansson i hans arbete om »Skärgårdsliv i forna tider», del I, Stockholm 1934, och en del ytterligare uppgifter innehållas i B. Hedenstiernas arbete »Stockholms skärgård», Geogr. Ann. 1948. Kalkbruket har ävenledes berörts av E. Jonson i »Leva i skärgård», Stockholm 1954.

Man kan antaga, att den tidigaste användningen av kalk i landet skedde vid uppförandet av de äldsta murade kyrkorna på 1100-talet. I Visby användes kalk för de äldsta stenhusen, profan- och kyrkobyggnader, på 1000- och 1100-talen. Kalkbehovet under medeltiden och långt fram i nyare tiden torde till stor del ha täckts av hemmabränning i liten skala för husbehov överallt, där kalksten fanns inom räckhåll. Ännu under första decenniet av 1900-talet förekom dylik hantering. Man brände i jordgropar eller jordugnar, senare i små murade ugnar. Rester av dylika ugnar, i undantagsfall bättre bevarade med ugnshus ha anträffats på en mångfald platser. Ett dussin ugnsplatser inom Södermanland äro angivna i ett tidigare arbete av förf., i ett fall, vid Priartorp, Gillberga sn, stod ugn och ugnshus ännu kvar.[1] Att tillfoga är ytterligare Julita gamla kalkugn vid en kalkförekomst invid sjön SV om gården. Den var ännu 1942 bevarad. Vid Priartorp nedlades driften omkr. 1902 och vid Forsby skedde sista bränningen 1895 eller 96.[2] Vid Svärdsbro i Sättersta sn i Södermanland brände man kalk i fältugnar för husbehov ännu 1926. Någon avsalu torde även ha förekommit vid ugnarna, dock i ringa skala.

Å andra sidan finner man även i räkenskaper och andra handlingar från äldre tider uppgifter, som tyda på kalkbränning i större skala och omsorger om kalkbehovets täckande för större byggnadsföretag. Som sådana produktionsorter av större betydelse kunna anföras Åland (bränning av lösa kambro-silurblock), Åbo län (Pargas m. fl. förekomster), Dagö och Rumbo eller Wärmdööns kalkbruk eller kalkberg, som Runmarö-kalkbruket benämndes under äldre tid. En viss handel med kalk för städernas behov och för orter, där kalkbrott ej voro inom räckhåll, är väl även sannolik. En del utdrag ur brev rörande beställning av kalk för statliga byggnationer må anföras. Uppgifterna ha i alla fall, där icke annat anmärkts, vänligen ställts till mitt förfogande av fil. dr Artur Bygdén.

Brev från Gustav Vasa till riksrådet Ivar Fleming i Åbo 19 apr. 1526 »at han windlegger sigh ath fly oss hiit then mesthe kalk ther wtav landit han kan aastadh komma» (Gustaf I:s registratur III, sid. 118). Den 17 sept. samma år (ib. sid. 283) önskade konungen »XXX eller XL skwthor med kalk» till Stockholms slotts uppbyggnad, och denna kalk skulle åtminstone delvis levereras från Åland, enär konungen uttryckligen säger, att Fleming skulle »latha braenna then meste kalk, som the braenna kwnna paa Aalandt j wintter.»[3]

Enligt beslut på Västerås riksdag 1541 byggdes ett blockhus på Vaxholmen, som 1550 ersattes med ett runt torn av sten, början till Vaxholms fästning. Till murverket fick Stockholms borgare bidraga med 200 läster kalk från Åland.[4]

Brev från Gustav Vasa 1542 till fogden Måns Smed på Gripsholm (Gustaf I:s registratur, Vol. 14, sid. 242). — »Ytterligere är oss vnderuist, at tu pleger tage ströming aff bönderne i Nyköpungz länn för the hjelpedagxuercker, och at hwar man ther i några hereder, så well the fatige som the rike, plege årligen brenne ½ lest kalck och latha komma titt till Gripzholm.»

---

[1] Södermanlands kalkstenar och kalkindustri. Sörmlandsbygden, 1942, sid. 35—36. Enligt uppgift av Karl Karlsson, Nynäshamn, fanns även en ugn vid Mölnbo. Sista bränningen skall ha skett 1895 eller 96.

[2] Uppgifter om bränningen och ugnarna — (en äldre och en senare) finnas i uppteckningar om folkliv och folkminnen, 1938, av fil. dr Imber Nordin-Grip i Landsmålsarkivet i Upsala.

[3] Ref. från Pargas kalkbergs aktiebolag, 1898—1948, sid. 13, 1951.

[4] Artikel om Vaxholms kastell i D. N. av Sven Jansson, 15 maj 55.

Fullmakt från Johan III till Phillippus Henrichsson angående kalk från Runmarö till Stockholm 27 jan. 1575 (R. R.[1] fol. 17 v). »Göre wetterligit att effther thet wij wele vdj tillstundende wår och sommer allffwarligenn lathe fullfölie med thenn påbegyntte befestninngh och byggning både här wed Stockholms slott och Swartzöö huus, Och på thett samme byggninng för kalcklöse schull iche motte bliffue förhindrett och försumett såsom j näst förlidne år skeedt är, Therföre haffue wij befalett thenne breffuijsere wår tiänere Phillippus Henrichssonn, att hann wedh Kalckbärget på Wärmdöön[2] schall med thet förste lathe bränne thenn mäste Kalch som mögeligtt ware kann, Biude förthennschuldh wåre tillförordnede befalningzmänn vdj förnämpde Wärmdöö, thessligest thenn mheenige mann wåre trognne Undersåther ther sammestädz, att the ähre förnämpde breffuijsere förfordelige och behielpelige, med hwadh deett hann till samme Kalchbränningh behoof haffuer, therudinnenn scheer thett Oss ähr behageligitt».

Den 15 maj 1576 (R. R., fol. 107) meddelar Johan III till befallningsmannen på Viborgs slott Erik Bertilsson angående en ny befästning därstädes, att den begärda kalken från Åbo län behövdes för Stockholms slottsbyggnad. Den 3 mars 1577 (R. R. fol. 51) framhålles, att den ånyo begärda kalken från Åland och Åbo län ej kunde undvaras för byggnadsarbeten på Stockholms och Uppsala slott samt Svartsjö hus, utan måste anskaffas från Nyland eller annat håll. För att få kalk till Linköpings gård skulle fogden Per Clemetsson (Kungl. brev av 28 febr. 1576, R. R. fol. 42 v) underhandla med innebyggarna i Gistads socken om upprättandet av några kalkugnar.

Av Johan III vitsordas den 5 okt. 1574 (Hist. Bibl. II, s. 311, not), att tvenne namngivna män från Dagö levererat en kvantitet kalk i Upsala.

Den 29 mars 1579 kräves av fogden på Dagö och den 14 april från Åland kalk till byggen å Stockholms och Swartsjö slott samt i huvudstaden (R. R. fol 78 v, 102 v).

Den 6 juni 1589 (Kammararkivet, Västm. handl. 1889, nr 3 A) uppmanas fogden Bengt Larsson på Väsby gård av drottning Gunilla Bielke att utanordna »Tiie lester Kalck» till hennes broder Erich Bielcke för hans bygge på Räfvelstad »att bekomme widh kalckbergett vdi Skarp Lösta socknen» (n. v. Västerlövsta sn). Revelsta är beläget i Altuna sn. söder om Heby. Närmaste kalkförekomst är Sala, och möjligen är det denna, som åsyftas.

---

[1] R. R. = Riksregistraturet.

[2] Då Runmarö hörde till Värmdö skeppslag användes även benämningen Värmdö kalkberg eller kalkbruk.

29 juni 1592 skriver Hertig Karl (Riksark. Kgl arkiv, Hertig Karl av Södermanland, Vol. 20) till sin »trogne tienere oss elschelig Lasse Weestgöthe til Schedwij» om en sändning kalk från Åland, som på grund av brist på skutor ej kunnat fraktas samt att »al then kalch som ther kan ware til fongs skall hafwe gåedt förbud wpå, inge annerstädes att bortlathe än til Kyrkiebyggningerne her i Stockholm». Hertigen vill därför, att man låter bränna en kalkugn vid Skednäs »för betalning, såssom tilförende skedde». Möjligen åsyftas någon av kalkförekomsterna i trakten av Flen.

Under 1620—50-talen inleddes en större aktivitet i kalkbränningen på Gotland, där man sedan gammalt bränt för husbehov, men ej för väsentlig export, i varje fall ej till Sverige. Sannolikt har den gotländska kalken från mitten av 1600-talet fram till senare delen av 1800-talet spelat en viktig roll för vårt lands kalkförsörjning och utkonkurrerat de tidigare produktionsorterna.

De tidigaste dokumenten om Runmarö kalk utgöras av tvenne donationsbrev av 1288 från Magnus Ladulås (Diplomatarium Suecanum II, nr 971, 972) till minoriterbrödernas (gråmunkebrödernas) och S:ta Claras systerkloster i Stockholm, i översättning från latinet återgivna av E. Jansson, 1934, del 1. I brevet till minoriterbröderna tillerkändes dessa förutom en tomt på Södermalm öarna Yrmingi (n. v. Orminge) och Rothmö (Runmarö) med tillägor för beständigt bruk av dess ved och andra tillgångar. I brevet till S:ta Claras kloster uppgives donationen förutom ovannämnda tomt på Södermalm omfatta rätt till konungen tillhörig egendom på öarna Yfrahyrnungi och Ytraehyrnungi (övre och yttre Orminge), ön Rödma (Runmarö) med alla dess tillägor — bl. a. fiskevatten — samt de till Rödma sedan gammalt liggande öarna Skaeparödmae (Skarp Runmarn), Rysthae, Windashö, Swea Sandhö (Sandö) och Limho med kringliggande öar. Klostret tillförsäkras rätt att fritt och för all framtid på dessa öar taga kalk och bränsleved för dem, som bor där. De två klostren tillhörde båda Fransiskanerorden, och man får förutsätta en viss intressesgemenskap mellan dem, av Jansson tolkad så, att munkarna fingo hand om en del av naturillgångarna främst kalk och ved, medan nunneklostret uppbar skattentäkterna av öarna. För munkarna var detta av stor vikt på grund av de kyrko- och klosterbyggen, som då pågingo (S:ta Claras kloster, klosterkyrkorna). Som gråbröderna vid ungefär samma tid av konungen rhållit tegelbruket å Norrmalm (å n. v. Sabbatsbergs område), fingo de alla förutsättningar för murverksbyggen. Ett minne från munkarnas id å Runmarö är namnet på ön Munkö, känd för sin yppiga flora, idigare möjligen kallad Rystö eller Limö. Om någon ordnad kalkbränningsindustri bedrivits vid denna tid, är ej känt, ej heller var den skulle ha bedrivits. På Munkö äro inga lämningar av ugnar eller bostäder kända. Sannolikt är, att man tog kalk till de nämnda kyrkliga byggena i Stockholm och till andra efterföljande byggen.

De donerade öarna indrogos till kronan senast genom Gustav Vasas reduktion av kyrkogodsen, Västerås recess av 1527. Från slutet av 1500-talet finnas skriftliga dokument, som visa, att ett kalkbruk då existerade på ön. I fogderäkenskaperna av 1572 noteras sålunda 1033 dagsverken och 360 famnar ved till kalkbruket och sex år senare 1538 dagsverken och 458 famnar ved (Hedenstierna, sid. 254), motsvarande en ej obetydlig produktion. Ett ytterligare vittnesbörd utgör Johan III:s fullmakt av 1575 för ombudet Phillippus Henrichsson, återgiven i det föregående.

I 1580 och 1604 års fogderäkningar (Jansson) finnas uppgifter om en person, kallad »Lasse Kalckbrännere på Wermdöön», även »Lasse Kalckbergs fogde», som erhållit frihet på ett skattehemman och bodde på Lerkila, på vilken gårds ägor kalkbruket var beläget. Förläningen gjordes av Johan III och anses av Jansson gjord som uppmuntran för fogden att skaffa fram kalk till konungens många byggnadsföretag.

1646 finnas bland Stockholms Slotts räkenskaper (Jansson) uppgift på inkomst från »Kalckbruket i Wermdöön» 1050 daler. Priset beräknades till 3 daler lästen, ovisst vilket mått som avses, 1 läst = 20 hl, räknat efter kolmått, handelsläst = 30 hl, skeppsläst = 40 hl. Vidare angives avlöning åt Kalckskiutskepperen, Kalckbergswachtaren och 4 kalckbergsdrängiar.

Även Kristina gjorde en förläning på skattefrihet åt sin kalkfogde Eric Rasmusson i Uppeby 1646, som då enligt vad brevet förmäler måste i många år ha varit fogde på bruket. Enligt Hedenstierna arrenderades bruket av Rasmusson mot att han årligen levererade till Stockholms slott 300 läster kalk. Enligt uppgift å en karta av 1640 över Uppeby var på den byns mark »ett kalkbruk belägit».

Under början av 1600-talet ålades stora delar av skärgården att göra dagsverken och lämna ved till kalkbruket. Enligt Hedenstierna skulle bönderna ända från Frötuna och Länna lämna 35½ stavrum ved (1 stavrum c:a 1.9 m^3) och under 1630 lades 30 hemman på Nämdö och Ornö under kalkbruket, vilket föranledde omedelbara, dock tills vidare resultatlösa klagomål. Åliggandet betydde 59 dagsverken och 8 famnar ved för vart hemman.

1630 fanns vid bruket 1 inspektor, 1 murmästare samt 10 kalkbrännare. Kalken fördes till Stockholm av en kalkskutskeppare och 12 båtsmän. Leveranserna till Stockholms slott angåvos 1630—32 till 252, 288 och 298 läster.

Kalkbruket torde ha nedlagts i mitten av 1600-talet. Man har ansett att bristen på bränsle spelat en avgörande roll därvidlag. På Runmarö skall all skog ha varit utdöd, och uppgifter och klagomål förekommo redan 1630. Å andra sidan började den gotländska ökade exporten under 1620—30-talen och det är sannolikt, att konkurrensen från detta håll verkat hämmande på driften å Runmarö. Med gotlandskalken kunde dessutom Runmarökalken ej mäta sig i renhet. Anföras må även några uppgifter ur en resebeskrivning av den italienska diplomaten Lorenzo Magalotti, som besökte Sverige 1674. Han omtalar, att varken i Stockholm eller dess närhet fanns något kalkbruk, varför all kalk, som behövs för byggenskapen, måste skeppas från Gotland, Finland eller Pommern, såsom släckt och färdig för undvikande av risken att antända fartyget, om detta läckte eller kalken icke kunde skyddas för regn.

I slutet av 1730-talet upptogs emellertid enligt Jansson driften på Runmarö ånyo för en kort tid av Riksrådet Olov Cederström, som då ägde hemmanen Vitträsk och Uppeby. I 1740 års mantalslängd finnes en uppteckning av »Runmars Kalck-Bruks folck»: 1 bokhållare, 1 smed, 7 drängar och 1 piga. 1745 var antalet drängar 3. Bruket försåldes till en Kapten Meyer och köpebrevet lyder på Lerkila Kalkbruk. Det nya bruket har därför legat på samma plats som det tidigare. Arbetet nedlades senast 1750.

Den skriftligt dokumenterade perioden av kalkbränning i större skala å Runmarö omfattar sålunda, såvitt f. n. känt är, tidsavsnitten 1572—omkr. 1650 och ung. 1740-talet. Det är dock givet, att då kalkbruket 1572 noterades i fogderäkenskaperna, måste det antagas ha existerat tidigare. Redan den omständigheten, att kalken särskilt nämnes i Magnus Ladulås' donationsbrev av 1288, visar, att den redan då var känd i Stockholm, och att munkarna just vid tiden för de stora kyrkliga byggnadsföretagen erhöllo donation både av kalk och tegelbruk torde icke vara en tillfällighet. Sannolikt har kalk tagits från Runmarö till Stockholm både under denna byggnationsperiod och senare, ehuru det är ovisst beträffande kontinuiteten av kalkbränningen fram till den dokumenterade bruksperioden.

Såsom ett eftermäle till kalkbruket må anföras en rapport av 1691 från lantmäteridirektör Gripenhjelm (Hedenstierna), vari bl. a. säges att Stockholms slott »skall mästadels vara upmurat med den kalk, som är bränd wijd Rumbo Kalckbruk». Kalken sades ha varit av god kvalitet, och ett par skutor gick flera gånger årligen mellan bruket och Stockholm.

Var kalken tidigast tagits, vet man ej. Däremot är det både skriftligt dokumenterat och styrkt genom lämningar, var kalkbruket legat. Kalkstenen har brutits i den som område 4 i inledningen betecknade kalkzonen. C:a 550—700 m N om Nore finner man här en kalkstenshöjd och

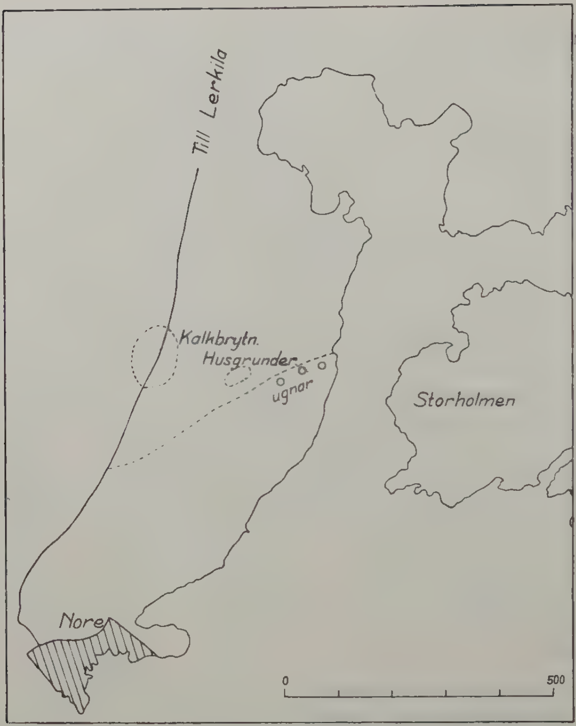


Fig. 3. Skiss över belägenheten av Runmarö kalkbruk.

För publicering godkänd i rikets allmänna kartverk den 28 februari 1956.
Av kartverkskommissionen godkänd för spridning den 29 februari 1956.

öster därom en numera utdikad och tidigare odlad mosse, som kallas Kalkbergsmossen, säkerligen en tradition från brukstiden. Å berget och SO därom finner man flerstädes spår av gammal brytning och på norra sidan av en stig utmed en dalgång SO om kalkberget ses gamla husgrunder (jfr. skissen fig. 3).[1] Där stigen kommer ner till stranden mitt för Storön finnas tre större gropar, i vilkas botten murad stensättning kan ses, även om den är starkt övertäckt av mossa och jord. Det är gamla jordugnar med öppningarna vända mot sjön. Den närmast sjön liggande ugnen har en betydande storlek och är helt sluten. Detta torde bero på att ugnsgropen i senare tid förstorats, varvid utgången täppts till i och för användning av gropen för förvaring av latrin, som för lantbruksändamål togs ut till ön. Enligt mästerlotsen Söderberg, Nore, som vid mitt besök visade mig platserna för brytning och bränning och lämnade mig sistnämnda upplysning, skall man även vid lugnt väder och klart vatten ha kunnat urskilja konturer av sjunkna fartyg utanför ugnsplatsen. I sundet mellan Storholmen och Runmarö ha kalkskutskepparna haft en bra hamn. Brytningen i brotten har varit helt ytlig. och man kan ej tala om kalkbrott i modärn mening. Man synes ha spettat och slagit ut kalken, där det gått lättast, och där kalken varit nog ren. Spår av sprängning äro fåtaliga och representeras av delar av borrhål med mycket grov diameter, drygt 4 cm. Då enligt benäget meddelande av intendenten T. ALTHIN bergsprängning med krut knappast förekommit i södra och mellersta Sverige på 1600-talet, kan det vara troligt, att borrningen utförts under kalkbrukets sista, korta period på 1700-talet.

---

[1] Enligt Hedenstierna har bebyggelseområdet fosfatundersökts med funna värden upp till 490° P_2O_5, »vilket tyder på intensiv mänsklig verksamhet».

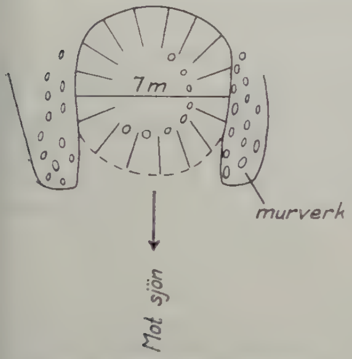


Fig. 4. Skiss över kalkugnen å Storön.

Ännu en likartad jordugn är känd från Runmarötrakten, nämligen på östra sidan av Storöns södra del, i en liten dalgång strax ovanför spetsen av en vik innanför Ängskobbarna.[1] Platsen kallas ännu kalkugnen. Då gropen är mindre övertäckt än vid bruksplatsen, lämnas här en ungefärlig skiss av den. Den är 6 à 7 m i diameter upptill och 3 à 4 m djup. På ömse sidor öppningen, som vetter mot sjön, äro murade stenverk uppförda, vilka bakåt bli jordtäckta. I gropens botten ses en ringsättning, c:a 2 m i diameter, av sten, som dock blott är synlig i en halvcirkel mot Ö och utåt. Sannolikt är den avsedd som eldningsrum. Omkring 20 m NO om ugnen anträffades bitar av en oren kalksten, vilka kunna utgöra rester av »upplag». Om man icke bränt sten, ditfraktad från längre avstånd, torde dock denna ugn ej ha haft någon produktion, enär brännvärd kalk saknas i omgivningen. Uppe i bergsbranten väster om ugnen förefinnes ett lager av mycket oren kalk, och här har ett borrhål av samma grova diameter, som å Kalkberget satts och ett block avskjutits från branten. Det är den enda kalk och det enda tecken på brytning, som anträffats. Kalken i det skjutna lagret är likartad med kalken i »upplaget». Sannolikt har man här att göra med ett misslyckat försök under 1700-talet.

Hedenstierna anför uppgifter från 1630-talet, enligt vilka ugnarna bestodo av små stenklädda gropar, i vilka stenen och veden indelas »uthj ett Mått som ähr 3 alnar långdt, 1 aln högt och 1 aln bredt, deth Räcknas för 1 Dagzwerkir steen». Denna beskickning synes vara väl liten för ugnen å här anförda skiss, men möjligen kan en närmare undersökning av ugnsbottnarna i Lerkila-bruket lämna andra dimensioner.

---

[1] Ugnen är omnämnd av Jansson.

Räknat med nutida mått och anspråk var produktionen vid kalkbruket ej stor. Om man som en maximal siffra för ett års produktion (jfr. Hedenstierna, sid. 255) räknar med 600 läster och antager, att man avsett kolmått (1 läst = 20 hl), skulle det motsvara c:a 720 ton släckt kalk.[1] Om skeppsläst avsetts, blir siffran dubbelt så stor. Den beräknade siffran är mycket approximativ och anföres blott som ett ungefärligt storlekstal på maximal årstillverkning under brukets mest produktiva period på 1600-talet.

Förf. beder få framföra sitt tack till Fil. Dr. A. Bygdén, som vänligen ställt till förfogande flertalet här anförda arkivutdrag. Likaledes tackar jag Mästerlotsen C. A. Söderberg, Nore, och Lantbrukare Eric Norman, Norrsunda, för visning av lokaliteter för kalkbränningen och för lokala uppgifter.

---

[1] 1 hl släckt kalk = ung. 60 kg. För osläckt kalk är siffran ung. dubbelt så stor.

Hamrångesynklinalens ytbergarter och deras metasomatiska omvandling

Av

PER H. LUNDEGÅRDH

INNEHÅLL

s.
Inledning 329
Äldre ytserien 333
Yngre ytserien 333
Ytbergarternas omvandling 340
Summary: The Hamrånge syncline and its metasomatism 342
Citerad litteratur 344

Inledning

I nordöstligaste delen av Gästrikland framträder redan på A. Blombergs översiktskarta av år 1895 en omböjning med östligt fallande axel. Blomberg har betecknat huvudmassan av omböjningens bergartsinnehåll som hälleflintgnejs men har därjämte utskilt två grönstensförekomster och en kalkstensinlagring. Den senare består i själva verket av kalkslaggig spilit (se nedan).

Omböjningen inrymmes sådan den inlagts på Blombergs karta inom Hamrånge socken. Den har sedermera visat sig utgöra en synklinal fig. 1—2) och kan därför lämpligen betecknas som Hamrångeynklinalen. Efter Blombergs översiktliga undersökningar, vilka rämst togo sikte på belägenheten och karaktären av synklinalens malmförekomster, har den till någon del behandlats i H. von Eckermanns studie över berggrunden längs Ostkustbanan (1928). Von Eckermann presenterar här ett smalt kartsnitt genom synklinalen och ämnar en redogörelse för de påträffade bergartstyperna, vilka han änför till vad han kallar leptitserien. Som huvudbergarter inom och grannskapet av det karterade snittet utskiljer han fyllitisk skiffer, älleflintgnejs och tuffitisk grönstensskiffer. Han nämner vidare upprädandet av kvartsit och anser på grund av blockiakttagelser äraron av spilit sannolik.

Blomberg har på sin översiktskarta lagt Hamrångesynklinalens omvning som grå gnejs, under det att von Eckermann har betecknat en som grå och röd Ljusnegranit.

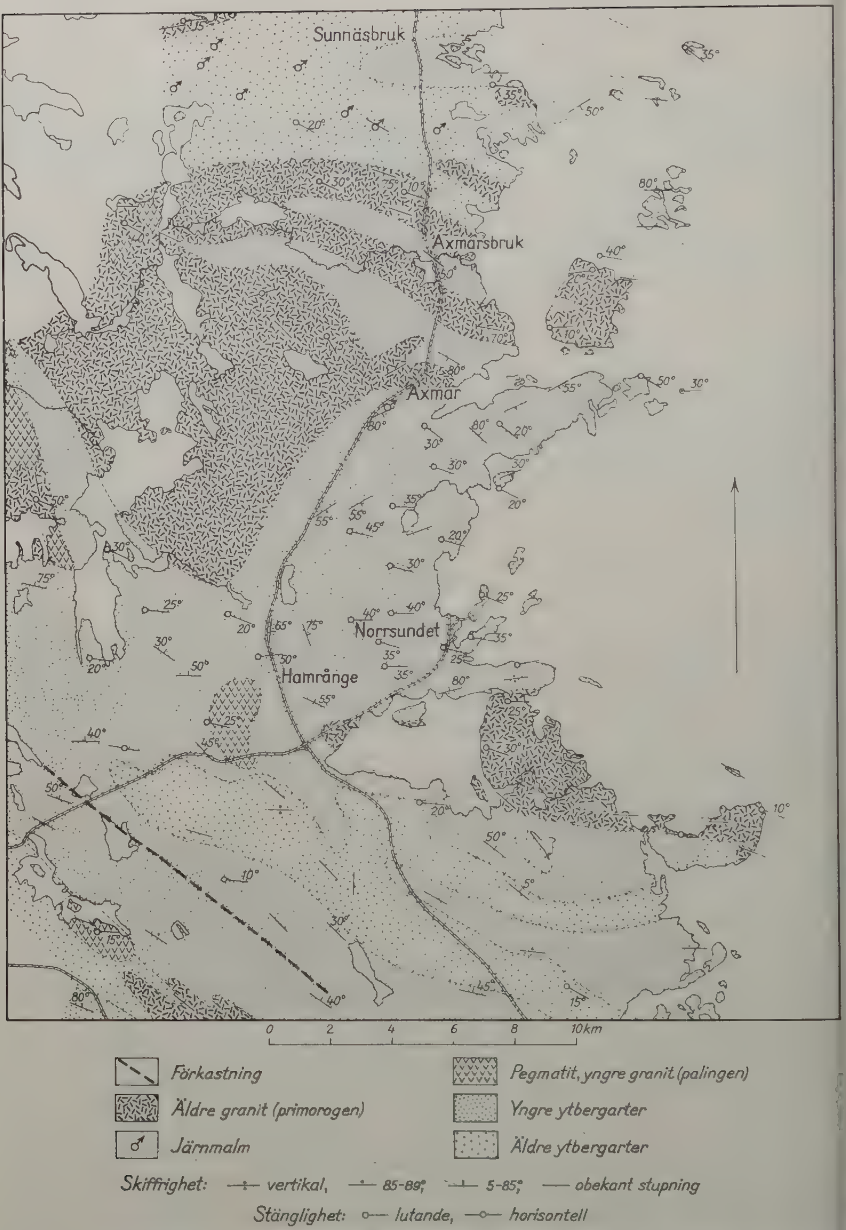
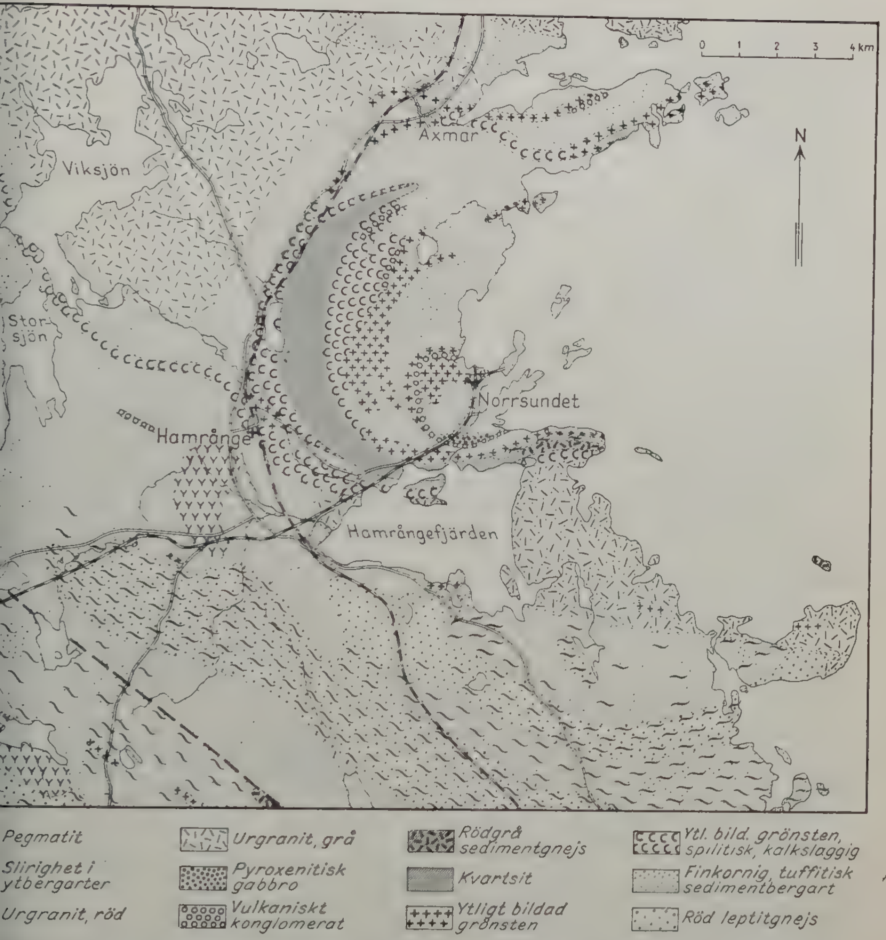

Sunnäsbruk
Axmarsbruk
Axmar
Norrsundet
Hamrånge
0 2 4 6 8 10km
Förkastning
Pegmatit, yngre granit (palingen)
Äldre granit (primorogen)
Yngre ytbergarter
Järnmalm
Äldre ytbergarter
Skiffrighet: vertikal, 85-89°, 5-85°, obekant stupning
Stänglighet: lutande, horisontell

Fig. 1. Översiktskarta över Hamrångesynklinalen. Skala 1 : 250 000. Teckenförklaringen läses rad för rad från vänster till höger. Kartan ritad av B. Lindeberg 1956.

Sketch map of the Hamrånge syncline. Scale 1 : 250 000. Terms contained in the legend, from the left of the right: Fault. Pegmatite, younger palingenic granite. Older primorogenic granite. Younger supracrustal rocks. Iron ore. Older supracrustal rocks. Schistosity: vertical, 85—89°, 5—85°, dip unknown. Lineation: inclined, horizontal.

För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk den 12 april 1956.



ig. 2. Hamrångesynklinalens mellersta och södra delar. Skala 1 : 200 000. Teckenför-
laringen läses stapel för stapel från vänster till höger. Kartan ritad av M. Ekman 1956.
he central and southern parts of the Hamrånge syncline. Scale 1 : 200 000. Terms contained
the four columns of the legend, from the left to the right: Pegmatite. Migmatitization in
ıpracrustal rocks. Primorogenic granite, red. Do., grey. Pyroxenitic gabbro. Volcanic
nglomerate. Sedimentary gneiss, red grey. Quartzite. Supracrustal greenstone. Do., spilitic,
calcite-bearing. Tuffitic-argillitic rock. Leptite gneiss, red.

För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk den 10 april 1956.

Våren 1955 igångsatte förf. på uppdrag av chefen för Sveriges geo-
giska undersökning en kartering i skalan 1 : 100 000 av bl. a. Ham-
ınge s:n och trakten norr därom. Denna kartering ingår i arbetena
r upprättandet av en ny berggrundskarta över Gävleborgs län.

Hamrångesynklinalen har vid nykarteringen visat sig innehålla
venne ytbergartsserier (fig. 1—2 och schemat nedan), dels i rand-

områdena en äldre, järnmalmsförande, starkt omvandlad, som skall parallelliseras med Bergslagens malmförande leptit-hälleflintserie (jfr N. H. Magnusson 1949, s. 99), dels i synklinalens inre delar en yngre, ofta tämligen väl bibehållen, som visar stora likheter med flera av de bergartsled, vilka i södra Finland utskilts som bottniska (jfr A. Simonen 1953). Synklinalens bergarter visa vanligen svag eller måttlig planförskiffring, medan däremot stängligheten ofta är mycket väl utbildad, särskilt i de intermediära leden (fig. 1 och 3).

Synklinalen utgör ett av de bäst bevarade av sydnorrländska kustlandets företrädesvis isoklinalveckade, ofta sönderslitna och överskjutna, öst—västligt eller sydöst—nordvästligt orienterade ytbergartsstråk. Kustzonens djupbergarter utgöras huvudsakligen av skivformigt eller antiklinalbatolitiskt (jfr P. Geijer 1916) uppträdande granitiseringar och granitmagmaintrusioner, men även gabbroida intrusioner finnas, t. o. m. i Hamrångesynklinalens centrum (fig. 2). Ett exempel på antiklinalbatolitisk granitmassa förekommer i nordvästra delen av fig. 1, ett exempel på skivformigt uppträdande granit i sydöstra delen av samma bild.

Hamrångesynklinalen har mot V. N. V. följts till järnvägen Lingbo—Ockelbo, men på grund av veckaxelns östliga stupning äro där endast den yngre ytseriens äldre bergartslager företrädda. Kvartsit påträffas sålunda icke väster om Hamrånge k:a.

Fig. 2 antyder, att både avslitningar, uppspjälkningar och förskjutningar mer eller mindre vinkelrätt mot lagringen drabbat synklinalens bergarter. Men icke desto mindre kan en stratigrafisk uppdelning i följande led tydligt iakttagas:

---

9. Migmatitisering, palingen granit och pegmatit.

---

8. Primorogena graniter, omkristallisationer, metasomatos.
7. Hypabyssiska och infrakrustala, delvis lagerformade grönstenar (gabbro och därmed besläktade bergarter).

- -

Yngre ytserien.

6. Intermediära och basiska, övervägande tuffitiska sedimentbergarter med inlagringar av vulkaniska konglomerat och bäddar eller lagerformade intrusioner av porfyritisk grönsten.
5. Ytgrönstenar, övervägande spilitiska men även porfyritiska, med inlagringar av vulkaniska konglomerat och tuffitiska sedimentbergarter.
4. Kvartsit, i Ö.S.Ö. övergående i rödgrå sur gnejs.
3. Ytgrönstenar, i regel spilitiska, delvis med inlagringar av tuffitiska sedimentbergarter.
2. Intermediära och sura, övervägande tuffitiska sedimentbergarter med sparsamma inlagringar av vulkaniska konglomerat.

Äldre ytserien.

1. Starkt omvandlade, oftast halvsura och sura vulkaniter (leptitgnejs, ådergnejs, granitiserad leptit) med små och sporadiska, isärslitna järnmalms- och kalkstensinlagringar. Blandgnejs (sur till halvsur leptitgnejs med tunna lager av omvandlade, intermediära och basiska vulkaniter).

Okänt underlag.

I det följande skola Hamrångesynklinalens ytbergarter och deras omvandling underkastas ett närmare studium. Däremot kommer de i trakten uppträdande djupbergarterna icke att beröras annat än i den mån de stå i genetisk relation till ytbergarterna.

Äldre ytserien

Den underst i Hamrångesynklinalen liggande leptitgnejsen är en rödgrå till gråröd eller röd, mestadels halvsur till sur men ibland intermediär bergart utan andra primära drag än en ställvis uppträdande, starkt störd, tät växellagring med intermediära och basiska ytbergarter (blandgnejs). Den synes i sin helhet utgöras av vulkaniter, vilka undergått kraftig omvandling, både under den svekofenniska veckningens huvudfas, då de primorogena graniterna, eller urgraniterna, bildades och i sensvekofennisk tid, då berggrunden i stor utsträckning underkastades migmatitisering. Härigenom har en mindre del av leptitgnejsen kommit att överföras i sur urgranit och en större del i ådergnejs. Som södra delen av fig. 2 visar, har leptiten drabbats något starkare av ådergnejsomvandling än angränsande tuffitbergarter, vilka höra till den yngre ytserien. Detta synes väsentligen bero på leptitgnejsens surare sammansättning och större kalihalt.

Strax utanför sydkanten av fig. 2 har i leptitgnejsen iakttagits något magnetit och urkalksten, och i den norra randzonen av synklinalen (trakten av Sunnäsbruk) förekomma talrika små boudinagerade järnmalmer (fig. 1) liksom även urkalkstenslager. Urkalkstenen bildar packar av högst 10 cm breda lager i röd till rödgrå, sur, kalibetonad leptit eller leptitgnejs och är enligt blockstudier lokaliserad till havsbottnen mellan Sunnäsviken och ögruppen Tupparna, öster om Sunnäsbruk. Det är således, som redan blivit nämnt, uppenbart, att vi här ha att göra med en motsvarighet till Bergslagens leptit-hälleflintserie.

Yngre ytserien

Karakteristiska för den yngre ytserien äro de stora mäktigheterna av grå, mörkgrå eller svartgrå, tätt finkorniga, i genomsnitt intermediära, granoblastiska, leptitliknande bergarter, vilka i de flesta fall sakna kristall- och bergartsfragment. En svag skiktning kan ej sällan skönjas, men den förskiffring och partiella metasomatos, som bergarten undergått, försvårar starkt sökandet efter primära strukturdrag. Det torde dock få anses som oomtvistligt, att här är fråga om en sedimentbergart.

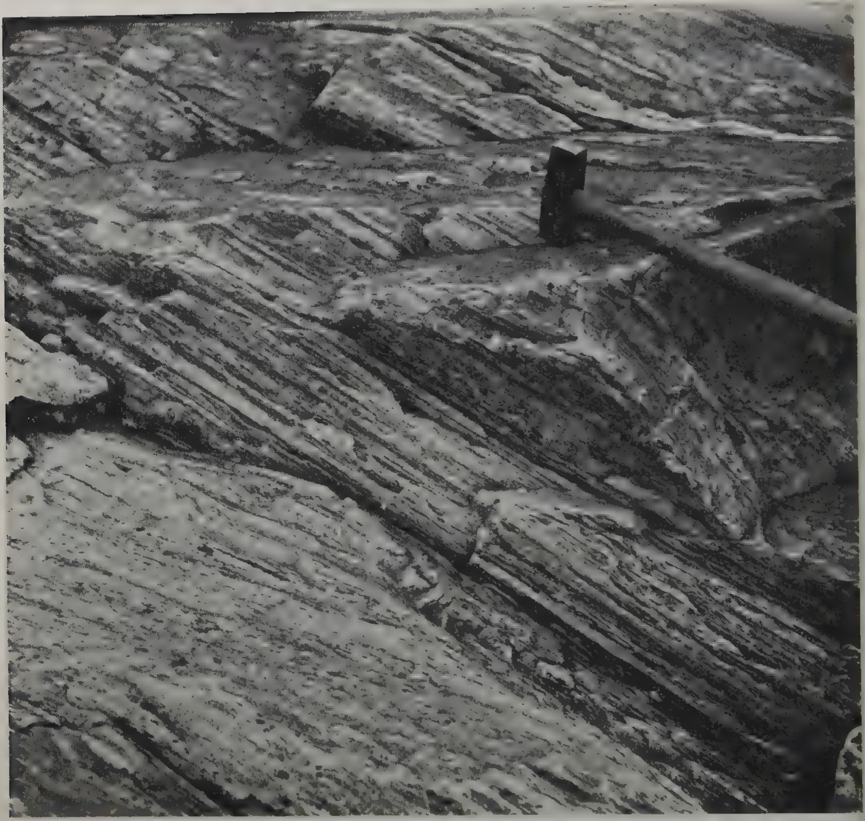


Fig. 3. Stänglighet i tuffitisk sedimentbergart. Sydöst om Norrsundet. Foto P. H. Lundegårdh 1955.

Lineation in tuffitic-argillitic rock. S. E. of Norrsundet.

Planförskiffring av betydande styrka uppträder endast ställvis i bergarten medan däremot lineärförskiffring, eller stänglighet, kan iakttagas i snart sagt varje häll och ofta är mycket väl utbildad. I en del fall har hela bergartsmassan blivit påverkad av lineärförskiffringen (fig. 3), i andra fall återspeglas den endast av den förhärskande orienteringen av de i bergarten gärna uppträdande strålarna och kärvarna av sekundär aktinolit.

Den leptitliknande sedimentbergarten består väsentligen av kvarts, plagioklas (oligoklas eller andesin), biotit (ofta tillsammans med sent bildad klorit) samt, i de surare varieteterna, i regel också kalifältspat (såväl ortoklas som mikroklin). I de kalkrikare varieteterna är kalifältspat mindre vanlig. Där uppträda oftast i gengäld strålar eller till kärvar samlade fibrer av aktinolit. Som redan blivit nämnt, äro dessa i stort sett orienterade i den svekofenniska veckaxelns riktning, d. v. s. i den förhärskande stänglighetsriktningen (jfr fig. 1). De ha sålunda bildats under ett tidigt skede av den primorogena utvecklingen. I samband med aktinolitbildningen har plagioklasen minskat i mängd och blivit surare samtidigt som kvartshalten ökat (se vidare s. 341).

I ett senare skede av den primorogena utvecklingen drabbades även kalkfattigare, kalirikare varieteter av omvandling. Där bildades då fibrer och kärvar av antofyllit (fig. 7) men även nya korn av kvarts på bekostnad av bergartens kalifältspat. Antofylliten är vanligen icke stänglighetsorienterad och avslöjar härigenom sin yngre ålder.

I samband med bildningen av de sekundära amfibolerna ha bergartens ursprungliga texturdrag helt försvunnit, i den mån de överlevat den redan tidigare timade omkristallisationen till granoblastisk mineralmassa. De primorogena förändringarna ha emellertid icke alltid stannat vid amfibolbildning. I de kalkrikare varieteterna ha på flera ställen även granat och cordierit (ibland åtföljd av sillimanit) bildats, varjämte sulfider tillförts (huvudsakligen magnetkis och svavelkis). Av stort intresse är uppträdandet av turmalin: en blekpleokroitisk varietet, som är koncentrerad till västsidan av spilithorisonten genom Hamrånge (se von Eckermann 1928, p. 317 och fig. 6).

Till flertalet av de uppräknade mineralen skola vi återkomma i det följande kapitlet, där orsakerna till den omfattande mineralnybildningen komma att analyseras.

Aktinolitomvandlingen är kraftigast i trakten av Norrsundet, där upp till 7 cm långa fibrer iakttagits. Antofylliten är koncentrerad till Sundsmarsnäset öster om Axmar, där också en spridd sulfidmineralisering träffas. Magnet- och svavelkis dominera, men något kopparkis förekommer jämväl. Flera skärpningar ha gjorts på lokala anrikningar. I väständen av Axmar uppträder lokalt svartmalm i anslutning till en basisk, hornbländerik horisont i den leptitiska sedimentbergarten (Knapergruvan; jfr Blomberg 1895, s. 104).

Sulfider uppträda även i trakten väster om Hamrånge k:a. Mineraliseringen har här samma karaktär som på Sundsmarsnäset. Bl. a. vid Sjökalla by har den kisimpregnerade sedimentbergarten blivit föremål för skärpning. Lokalt förekomma i denna trakt stora mängder av cordierit och granat, liksom även sillimanit och turmalin (jfr ovan). De tre förstnämnda mineralen kunna särskilt väl studeras i en häll vid riksväg 13, V. N. V. om kyrkan.

Sedimentbergartens vanligaste småmineral äro malm och apatit. Dessutom förekomma ej sällan titanit och ortit.

Ett sent omvandlingsmineral med stor spridning är epidot. Bildningen av detta mineral torde få förläggas till den sensvekofenniska migmatitiseringsepoken, vilken i övrigt givit upphov till sur palingenslirighet i synklinalens utkanter (fig. 2).

Den nu skildrade sedimentbergartens ursprung är icke helt klarlagt. Den svaga skiktningen pekar dock på en argillitisk avlagring i marin miljö. Denna uppfattning styrkes ytterligare, när borhalten beaktas (jfr S. Landergren 1945). Turmalin har visat sig ingå icke blott i den leptitiska sedimentbergartsmassan utan också i den kvartsit, som skall skildras i det följande. Visserligen torde bor ha tillförts i samband med den omvandling, som i primorogen svekofennisk tid drabbat Hamrångebergarterna, men i varje fall måste den oftast anmärkningsvärt lågmetamorfa kvartsitens borhalt väsentligen betraktas som primär.

Det nära samband och den ofta uppträdande växellagring mellan ytgrönsten, särskilt spilitisk sådan, och leptitisk sedimentbergart, som kunnat konstateras i synklinalens centrala del, fastslår den senares beroende av vulkanism för sin utbildning. Frågan blir alltså icke om pyroklastiskt material ingår i den leptitiska sedimentbergarten utan hur mycket därav, som finns närvarande. Beteckningen tuffitisk sedimentbergart (eller tuffitisk argillit) har av denna anledning tillämpats på den nu beskrivna bergarten.

Ytgrönstenarna bestå till största delen av spilit eller omvandlingsprodukter därav. Tuffartade led finnas också rikligt. Såsom nyss blivit antytt, växellagra dessa gärna med grönstenen. Spiliten är grönaktigt grå till svartgrå eller gråsvart och innehåller talrika upp till 6 à 7 cm stora körtlar fyllda med framförallt småkristallin vit kalkspat men ofta delvis även kvarts och spridda korn av mörka mineral (fig. 4). I övrigt består spiliten av en hypidiomorf till xenomorf, lätt förskiffrad, medel- till finkornig massa av hornblände, olivin, augit, plagioklaspseudomorfoser och biotit. Det rikliga uppträdandet av olivin ger belägg för en sekundär mineralombildning av spiliten, sannolikt redan i ett tidigt skede av den svekofenniska orogenesens huvudfas. Kalkspat finns också ofta i grundmassan, medan kvarts där uppträder mera tillfälligt. Malm är vanligen det enda småmineralet. Apatit saknas, såsom regeln är i ultrabasiska grönstenar (jfr t. ex. P. H. Lundegårdh 1950, s. 51).

Ofta har spilitens mineralomvandling under den svekofenniska orogenesen gått så långt, att kalkspaten överförts i diopsid. Och väl så vanlig är en fullständig amfibolitisering av bergarten. I detta senare fall har i första hand den tidigare sekundärt bildade olivinen försvunnit.

En vanlig typ av ytligt bildad grönsten är även porfyrit med strökorn av såväl helt uralitiserad pyroxen som till flera olikorienterade

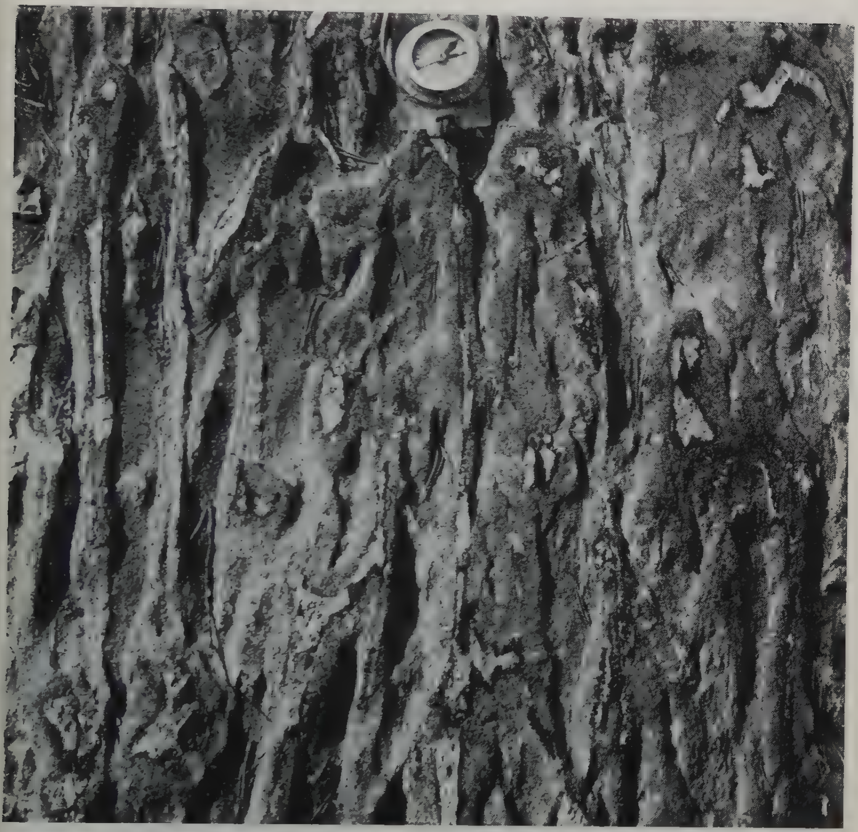


Fig. 4. Spilitisk grönsten. Trakten väster om Vallvik, mellan Sunnäsbruk och Söderhamn. Foto P. H. Lundegårdh 1955.
Spilitic greenstone. To the west of Vallvik, between Sunnäsbruk and Söderhamn.

delindivid omkristalliserad plagioklas, de senare oftast med bevarad om än lätt naggad, idiomorf ytterkontur. Porfyroblaster av plagioklas förekomma talrikt både i denna bergart och i delar av den amfibolitiserade spiliten. Plagioklasen utgör i sitt nuvarande skick vanligen en andesin.

I de partier av den tuffitiska sedimentbergarten, som ligga närmast den spilitiska grönstenen, möter man ofta en stark förhöjning av kalciumhalten. Denna tar sig uttryck dels i utpräglad disposition för skarnbildning, dels i uppkomsten av en synnerligen basisk plagioklas (labrador eller bytownit).

Den sedimentbergart, som skildrats i det föregående, är petrogra-

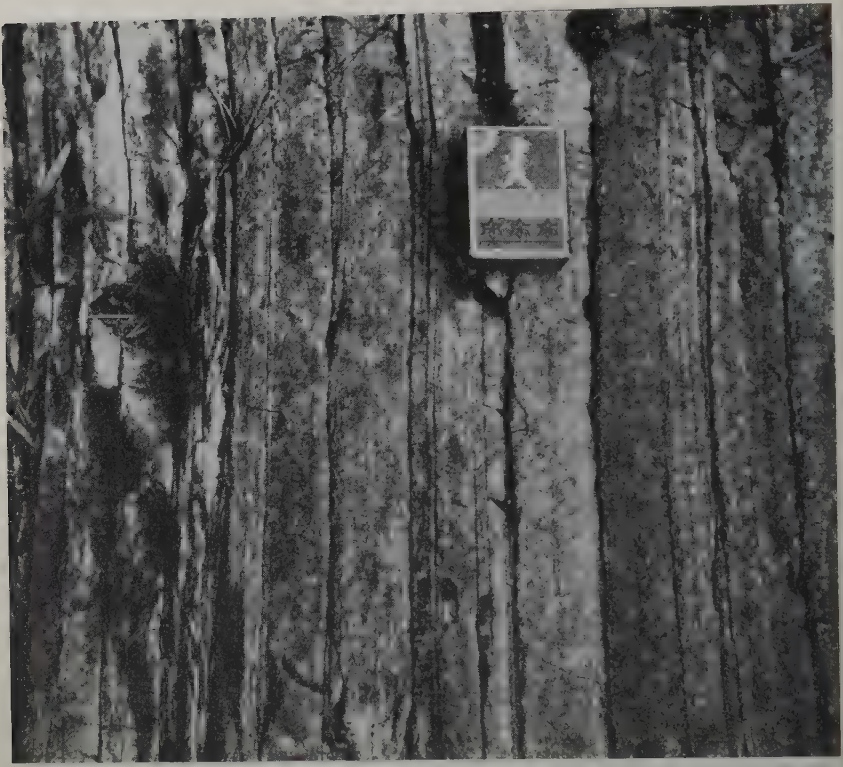


Fig. 5. Skiffrig sericitkvartsit. Söder om Norrsundet. Foto P. H. Lundegårdh 1955.
Schistose sericite-quartzite. To the south of Norrsundet.

fiskt sett föga differentierad. Det är därför i viss mån överraskande, att Hamrångesynklinalen innehåller en synnerligen homogen om ock icke särskilt ren kvartsit (fig. 5). Kvartsiten är rödaktigt, grönaktigt eller rent ljusgrå till rent gråvit och mycket finkornig. Den visar en lätt skiktning, som i Ö.S.Ö. starkt tillskärpts genom förskiffring (fig. 5). Huvudmineral äro kvarts och sericit i nu nämnd ordning. Bergarten skall alltså definieras som sericitkvartsit. Kvartsen bildar rundade korn i en tät mellanmassa av sericit. Kalifältspat och turmalin utgöra helt underordnade beståndsdelar. Accessoriskt uppträda biotit, klorit, zirkon och malm (mycket sällsynt). I samband med hastigt stigande fältspat- och sjunkande sericithalt övergår kvartsiten vid kusten öster om Hamrånge k:a i rödgrå sur gnejs.

Av stort intresse äro Hamrångesynklinalens fragmentförande horisonter. Dessa äro visserligen föga mäktiga och icke särskilt uthålliga

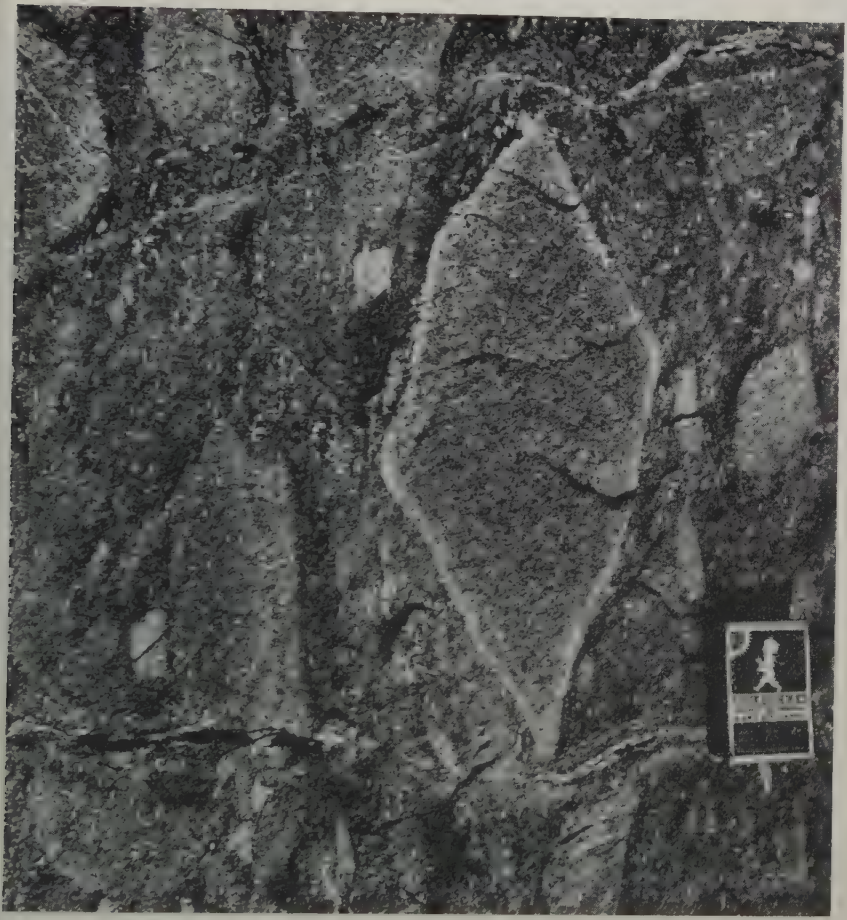


Fig. 6. Vulkaniskt konglomerat. Sydväst om Norrsundet. Foto P. H. Lundegårdh 1955.
Volcanic conglomerate. S.W. of Norrsundet.

men visa i gengäld ofta ett rikt innehåll av bergartsbitar av skilda storlekar (fig. 6). En dominerande ställning bland fragmenten intaga intermediära och basiska tuff- och lavabergarter, medan däremot sura sedimentbergarter äro mindre vanliga. De senare utgöras i huvudsak endast av kvartsitfragment.

Fragmenten återspegla i stort sett bergartsfördelningen i underliggande delar av ytserien. Följaktligen träffas kvartsitfragment endast ovanför den nyss beskrivna horisonten av sericitkvartsit. Fragmenten äro i regel skarpkantade och oregelbundna, och bergarten i sin helhet bör i enlighet med F. von Wolff (1914, s. 403) betecknas som ett vulkaniskt konglomerat. Lokalt finnas dock även småfragmentdominerade, arkosartade led.

Vid omkristallisationen av det vulkaniska konglomeratet har ofta en mängd små plagioklasporfyroblaster bildats, vilka jämnt fördela sig mellan de olika brottstyckena och grundmassan. Dessa porfyrblaster ha samma natur som de, vilka ovan nämnts i samband med beskrivningen av ytgrönstenarna. De kunna skönjas i fig. 6.

Ytbergarternas omvandling

Leptitgnejsens omvandling under den svekofenniska orogenesens huvudfas kan särskilt väl studeras i sydvästra hörnet av fig. 1 (trakten av Råhällan), där alla övergångar mellan blandad, i genomsnitt sur till intermediär, blott starkt omkristalliserad ytbergart och sur till intermediär urgranit förekomma. Långt ut i urgraniten uppträda här spöklika granitiseringsrester, vilka i stort sett inordna sig i de bevarade ytbergarternas lagerställning. Även urgranitmassan Ö.S.Ö. om Hamrånge k:a företer ställvis strukturdrag, vilka antyda dess uppkomst genom granitisering *in situ*. Dessa spörsmål skola beröras närmare i beskrivningen till den kommande länskartan.

Under den svekofenniska orogenesens avslutande migmatitiseringsepok ha ytterligare omvandlingar träffat leptithorisonterna. En utbredd palingenslirighet och ett flertal pegmatitintrusioner vittna om det geologiska skeendet under denna tidsepok.

Den yngre ytserien företer ett rikare spektrum av petrologiska förändringar än leptitgnejsen, men så äro också sammansättningsvariationerna i utgångsmaterialet större. Väl har granitisering icke iakttagits annat än i trakten av Råhällan (jfr ovan), men i gengäld ha mindre genomgripande metasomatiska omvandlingar drabbat stora delar av den yngre ytserien sådan den framträder i det karterade området. Det är i första hand den tuffitiska sedimentbergarten, som blivit utsatt. Huvudparten av denna bergart har, frånsett omkristallisationen, visserligen bevarats någorlunda väl inom synklinalens centrala del, men icke desto mindre finnas alla övergångsled mellan normal kvarts-fältspatbiotitbergart och palingenslirig ådergnejs representerade.

Under den svekofenniska orogenesens huvudfas kristalliserade de båda typerna av sekundär amfibol, först den stänglighetsreglerade aktinoliten, därefter den godtyckligt orienterade antofylliten. Båda ha för sin bildning krävt ett tillskott utifrån av magnesiumhydroxid och vatten. Dessutom ha de förbrukat en del av bergarternas redan existerande mineralbestånd, såsom följande reaktionsformler visa:

1 a. Kalkrikare tuffitisk sedimentbergart.

$$\underset{\text{Tillskott}}{[2Mg(OH)_2 + 4H_2O]} + \underset{\text{Biotit}}{(OH)_2K(\mathit{Mg},Fe)_3AlSi_3O_{10}} + \underset{\text{Andesin}}{[4NaAlSi_3O_8 + 3CaAl_2Si_2O_8]}$$

$$= \underset{\text{Aktinolit}}{(OH)_2Ca_2(\mathit{Mg},Fe)_5Si_8O_{22}} + \underset{\text{Oligoklas}}{[3NaAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8]} + \underset{\text{Kvarts}}{2SiO_2} +$$

$$+ \underset{\text{Exudat}}{[KAlO_2 + NaAlO_2]} + \underset{\substack{\text{Delvis}\\ \text{exudat}}}{4Al(OH)_3}$$

1 b. Kalkfattigare tuffitisk sedimentbergart.

$$\underset{\text{Tillskott}}{7Mg(OH)_2} + \underset{\text{Kalifältspat}}{3KAlSi_3O_8} = \underset{\text{Antofyllit}}{(OH)_2Mg_7Si_8O_{22}} + \underset{\text{Kvarts}}{SiO_2} + \underset{\text{Exudat}}{[3KAlO_2 + 6H_2O]}$$

I de kalkfattigare varieteterna har omvandlingen hejdats i och med att reaktion 1 b ägt rum, sannolikt till följd av aluminiumbrist, medan däremot en utveckling mer eller mindre i enlighet med ekvation 2 a (se nedan) ofta följt i de kalkrikare varieteterna. Sillimanitbildning i enlighet med 2 b har ställvis också skett:

$$2\text{ a. } \underset{\text{Tillskott}}{Mg(OH)_2} + \underset{\text{Från 1 a}}{4Al(OH)_3} + \underset{\text{Oligoklas}}{[3NaAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8]} +$$

$$+ \underset{\text{Biotit}}{(OH)_2K(\mathit{Mg},Fe)_3AlSi_3O_{10}} = \underset{\text{Granat}}{(Ca,Mg,Fe)_3Al_2(SiO_4)_3} + \underset{\text{Cordierit}}{Mg_2Al_4Si_5O_{18}} +$$

$$+ \underset{\text{Albit}}{NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{Kalifältspat}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{Exudat}}{[2NaAlO_2 + 8H_2O]}$$

$$2\text{ b. } \underset{\text{Från 1 a}}{[2Al(OH)_3 + SiO_2]} = \underset{\text{Sillimanit}}{Al_2SiO_5} + \underset{\text{Exudat}}{3H_2O}$$

Beroende på omständigheterna, kunna i stället för $NaAlSi_3O_8 + KAlSi_3O_8 + [2NaAlO_2 + 8H_2O]$ i slutet av ekvation 2 a följande produkter bildas: $2NaAlSi_3O_8 + [NaAlO_2 + KAlO_2 + 8H_2O]$.

I den spilitiska grönstenen har tillförsel av magnesiumhydroxid och kiselsyra orsakat bildning av olivin i grundmassan och diopsid i kalkspatinneslutningarna. Det frigjorda vattnet kan ha underlättat den kommande partiella amfibolitiseringen.

De tillförda substanserna ha för sitt platstagande i ytbergarterna under orogenesen med dess höga tryck krävt en substansström i motsatt riktning. De vid den sålunda timade metasomatosen avgivna kemiska föreningarna ha i reaktionerna ovan betecknats som 'exudat'.

De tillförda substanserna ha sannolikt kommit från ytbergarter stadda i stark omvandling, och exudaten ha med lika stor sannolikhet letat sig vägen tillbaka till dessa ytbergarter, vilka härigenom blivit väsentligt rikare på sur fältspat och följaktligen mer granitlika än tidigare. På så sätt kan en mycket betydande del av traktens primorogena

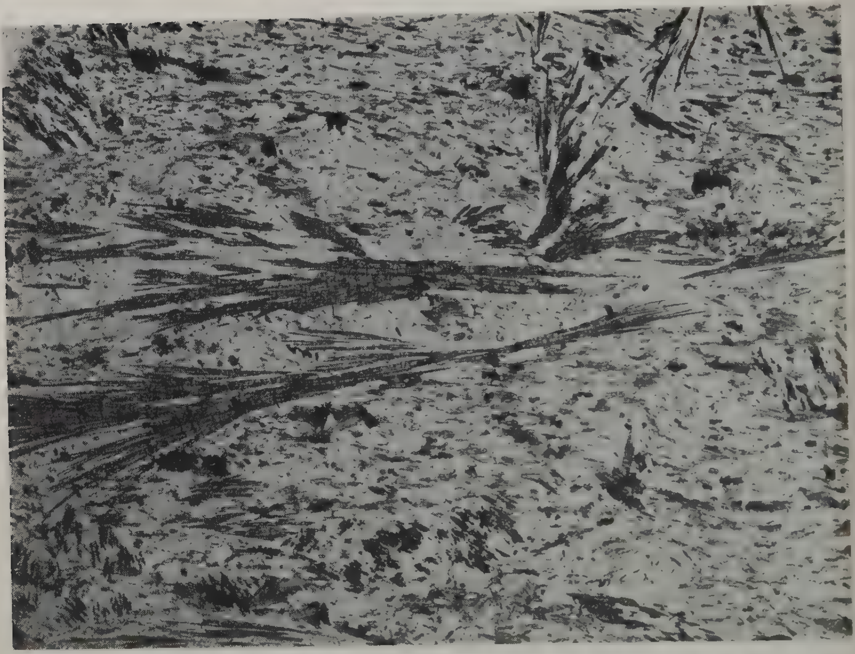


Fig. 7. Antofyllit i tuffitisk sedimentbergart. Slipprov i 8 × förstoring. Sundsmarsnäset öster om Axmar. Foto C. Larsson 1956.

Anthophyllite in tuffitic-argillitic rock. Thin section magnified 8 ×. To the east of Axmar.

granit ha uppkommit. Att bergarter sådana som de redan berörda graniterna i trakten av Råhällan, i sydvästra hörnet av fig. 1, bildats på detta sätt, har i varje fall blivit klarlagt.

Den omvandling, som i sensvekofennisk tid träffat den yngre ytseriens bergarter, är i huvudsak begränsad till palingenslirighet i den tuffitiska sedimentbergartens bottenlager. Iakttagelser bl. a. i trakten av den stora pegmatitintrusionen S.V. intill Hamrånge peka på, att, frånsett en viss epidotisering, ingen nämnvärd mineralogisk omvandling träffat synklinalens inre delar i samband med den sensvekofenniska migmatitiseringen.

Summary: The Hamrånge Syncline and its Metasomatism

The Hamrånge syncline (Figs. 1—2) between Gävle and Söderhamn in Eastern Sweden has developed in Svecofennian time (Old Archaean). It displays an isle of rather well-preserved though in part displaced supracrustals in the strongly metamorphic and metasomatic, mostly isoclinal-folded bed-rock to the west of the Bothnian Sea. The fold axis of the Hamrånge syncline is directed eastwards with moderate dip. (Compare Fig. 1.) Its stratigraphy runs as follows:

9. Migmatitization including the development of palingenic rocks (granite, pegmatite).

8. Primorogenic granites, recrystallizations, metasomatism.
7. Hypabyssal and infracrustal, in part conformable greenstone intrusions.

Younger supracrustal series.
6. Intermediate and basic, tuffitic-argillitic rocks with intercalations of volcanic conglomerates and beds, or conformable intrusions, of porphyritic greenstone.
5. Supracrustal greenstones, spilitic, or often porphyritic, with intercalations of volcanic conglomerates and tuffitic rocks.
4. Sericite-quartzite, in E.S.E. grading into red grey, acid gneiss.
3. Supracrustal greenstones, as a rule spilitic, in part with intercalations of tuffitic rocks.
2. Intermediate and acid, tuffitic-argillitic rocks with sparse intercalations of volcanic conglomerates.

Older supracrustal series.
1. Metamorphic and in part metasomatic, intermediate and acid volcanics (leptite, gneiss, veined gneiss, granitized leptite) with sparse boudinaged intercalations of iron ore and limestone, further often with thin disturbed layers of basic volcanics (mixed gneiss).

(Substratum unknown.)

The rocks of the older supracrustal series are red to red grey and strongly altered. They have sometimes been seen to grade into acid primorogenic granite.

The tuffitic-argillitic rock of the younger supracrustal series is a grey to grey black, very fine-grained, granoblastic rock composed essentially of quartz, plagioclase (oligoclase or andesine), biotite, and, in part of the rock, potassic felspar, too (microcline and orthoclase). It is sometimes intimately associated with spilite and often contains tourmaline. It should thus be regarded as a marine deposit though part of the boron has certainly appeared in the rock during the metasomatism described below. (Compare S. Landergren, 1945.)

It shows very weak stratification, or no stratification at all. Its schistosity is, however, frequently well-developed, the linear schistosity, or lineation, especially. (See Figs. 1 and 3.) The schistosity has appeared simultaneously with the recrystallization during the primorogenic phase of the Svecofennian cycle. The lineation has frequently been accentuated by numerous fibres and slender columns of actinolite. This mineral is a reaction product concentrated to varieties rich in calcium. (Compare below.)

In part of the tuffitic-argillitic rock, the plane and linear schistosities have weakened simultaneously with the formation of columns and fibres of anthophyllite displaying irregular orientations. Both this kind of secondary amphibole and the actinolite earlier mentioned have in a great many cases assembled to sheaves. (See Fig. 7.)

The amphibolization is due to magnesium metasomatism in part combined with sulphide ore mineralization (pyrrhotite and pyrite especially). Anthophyllite and sulphide ore (sparse impregnations) are most common to the east of Axmar, on the Sundsmar peninsula. Sulphide ore is also met with to the west of Hamrånge church.

The calcium necessary for the formation of the actinolite has been derived from the plagioclase, which thus ought to have originally been rather basic. Some biotite has also been consumed. Simultaneously, the quartz content has increased. (See the reaction formula 1 a, p. 341.)

The formation of anthophyllite has been concentrated to more acid varieties. The potassic felspar of these has been used up during the reaction. (See equation 1 b, p. 341.)

In the lime-rich varieties, the aluminium deliberated during the formation of the actinolite has frequently attacked the biotite and part of the lime-bearing minerals, thus starting reactions implying the development of garnet, cordierite, and sometimes sillimanite, too. Contemporaneously, potassic felspar has most often appeared. (Compare equations 2 a—b, p. 341.)

Most part of the metasomatic exudates developed during the amphibolization seem to have been taken up by the primorogenic granites, however. This is valid especially in the case of the antophyllite-bearing varieties, which seldom contain garnet and cordierite.

The spilitic greenstone displays inclusions of calcite measuring up to 7 cm in length. This rock has also been subjected to strong alterations during the Svecofennian orogenesis. The calcite has thus often changed to diopside (another result of the magnesium metasomatism described above), and part of the rock has been wholly amphibolitized.

The quartzite is a light-coloured rock composed of rounded quartz grains in sericite matrix containing, *inter alia,* a little tourmaline. Varieties rich in felspar have changed to red grey acid gneiss — still another result of the Svecofennian orogenesis.

Regionally, the oldest, leptitic rocks should be compared with the leptite-hälleflint series of Bergslagen, Central Sweden, whereas the younger supracrustal series seems to correspond to the Bothnian rocks of Southern Finland. (Compare A. Simonen, 1953.) In late Svecofennian time, much of the former and part of the outermost tuffitic-argillitic rock have been subjected to migmatitization involving the development of veined gneisses.

Citerad litteratur

BLOMBERG, A., 1895: Praktiskt geologiska undersökningar inom Gefleborgs län. Sver. geol. unders., ser. C, nr 152.

ECKERMANN, H. VON., 1928: A preliminary examination of the profile of the country rocks along the coast of Southern Norrland, Sweden, as observed in the cuttings of the east coast railway. Geol. föreningens förhandl., bd 50.

GEIJER, P., 1916: On the intrusion mechanism of the Archean granites of Central Sweden. Bull. Geol. Instit. Upsala, vol. 15.

LANDERGREN, S., 1945: Contribution to the geochemistry of boron, I—II. Kungl. Vetenskapsakademiens Arkiv f. kemi etc., bd 19 A.

LUNDEGÅRDH, P. H., 1950: Aspects to the geochemistry and petrology of plutonic ultrabasites in Sweden. Geol. föreningens förhandl., bd 72.

MAGNUSSON, N. H., 1949: Berggrunden i Sveriges geologi, andra uppl.

SIMONEN, A., 1953: Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archean supracrustal rocks in Southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, nr 160.

Anmälanden och kritiker

Ferdinand Friedensburg: Die Bergwirtschaft der Erde. Femte helt omarb. uppl., XVI + 562 s., 49 kartskisser i texten. Pris hft 66 DM, inb. 69 DM. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1956 (tryckt i Berlin 1955).

Den närmast föregående upplagan (1948) av prof. Friedensburgs välbekanta uppslagsbok över jordens råvarutillgångar och deras utnyttjande bar ännu krigets stämpel i så måtto som att de statistiska uppgifterna ofta var inaktuella och uppgifter angående många nyupptäckta förekomster av betydelse saknades. Dessa brister var då oundvikliga, och förf. har nu underkastat sitt verk en genomgripande omarbetning. Denna märks kanske särskilt i kapitlet om Sovjetunionen, där förf. återger åtskilliga intressanta sakuppgifter, som läckt ut genom järnridån. Sifferdata har det dock varit ont om, och de senare årens kolumner i de statistiska tabellerna har därför väsentligen fått fyllas med konstruerade värden. Detta gäller för övrigt kommunistblockets stater över huvud taget.

Snart sagt alla jordens stater, protektorat och kolonier är medtagna i boken. Sålunda har både Andorra, Falklandsöarna och Nepal givits särskilda rubriker, trots avsaknaden av råvarutillgångar. Arabiska halvöns olika stater och protektorat har fått sina oljetillgångar behandlade under det gemensamma uppslagsordet Arabien, varigenom en koncentrerad och översiktlig framställning vunnits.

Avvägningen av det utrymme, som ägnats fyndigheter i olika länder, är vanligen god, men undantag finns. Förf:s eget moderland upptar sålunda hela 52 sidor, medan de vida råvarurikare Förenta staterna fått nöja sig med 33 sidor. Denna disproportion får dock betraktas mot bakgrunden, att boken i första hand vänder sig till tyskt forum.

Skildringen av Sverige omfattar sex sidor. Den borde nog ha varit något fylligare vad Skelleftefältet angår. Laisvall nämnes i föregående och klassificeras som en svavelkismalm av Bolidentyp! Här skulle det inte skadat, om förf. konsulterat den i hans litteraturförteckning upptagna Malmgeologin av N. H. Magnusson. I övrigt fäster man sig vid, att Geijer-Magnussons monografi över Sveriges järnmalmer saknas i litteraturlistan.

En noggrann genomgång avslöjar liknande små förbiseenden även vad gäller några av de andra i Friedensburgs bok beskrivna länderna, men i det stora hela är framställningen såvitt anmälaren kunnat bedöma korrekt. Den är dessutom överskådlig och synnerligen behaglig att följa. Tabellerna är rediga och aktuella, kartskisserna lättlästa, även om de fyllda små cirklar, som betecknar oljefyndigheter, icke alltid framträder så väl, och de smärre kolfälten ibland ter sig lite suddiga.

Per H. Lundegårdh

SHIRLEY W. ALLEN: Conserving natural resources. Principles and Practice in a democracy. Mc Graw-Hill Book Comp., Inc. New York, Toronto, London. 1955.

Boken innehåller nära nog allt i det angivna ämnet. Den börjar sålunda med en historik av naturskyddsrörelsen — i vidsträckt mening — i USA ända från senare delen av 1800-talet. Största betydelsen hade tydligen den naturintresserade Theodore Roosevelt i början på detta århundrade »whose figthing idealism so frequently led to vigorous action».

Innehållet är fördelat på följande 6 huvudkapitel (i fri översättning): 1) Landet, jorden och dess bevarande, 2) Vattnet, 3) Skogar, betesmarker och semesterområden, 4) Tillgångar på vilda djur, 5) mineraltillgångar och 6) människokraften som naturtillgång (Human powers as natural resources). Det är naturligtvis inte allt häri, som intresserar den geologiska läsekretsen, men i flera kapitel finns även för oss värdefulla synpunkter. Man kan här fästa uppmärksamheten på en jordmånskarta över USA i skalan 1 : 25 000 000 och med 23 olika beteckningar i svartvitt. Bara denna karta — som i likhet med de övriga ej är original — kan vara ämne för flera avhandlingar. — Markerosionen har blivit uppmärksammad här i Sverige särskilt under det senaste decenniet, ehuru den är dvärgartad jämförd med amerikanska förhållanden. Dessa belyses med flera bilder från en vattendroppes åverkan på markytan till en karta över erosionens omfattning 1933. Därav synes klart framgå, att enbart vinderosionen är av tämligen ringa betydelse. Men i förening med betning, regnvattenserosion m. m. är dess verkan säkerligen betydande i de torra områdena. Ett amerikanskt problem, som möjligen även vi bör ägna en viss uppmärksamhet, är, att stora, dyrbara dammar, t. ex. för kraftverk, genom markerosionen och slamtransporten under vissa omständigheter lätt kan bli igenfyllda och helt enkelt utplånas.

Bland andra frågor av geologiskt intresse är t. ex. oljeförekomsterna. En karta däröver visar, att områden, där olja är »impossible» är av relativt ringa utsträckning. En schematisk bild (diagram) över den seismiska metoden för oljeletning är föträfflig för undervisningsändamål. Detsamma kan förresten sägas om en liten serie profiler, som belyser oljans olika förekomstsätt. Även andra mineraltillgångar av olika slag, både icke metaller och metaller, har behandlats men i allmänhet mycket kortfattat.

En närmare behandling av arbetet medger ej utrymmet. Här är endast avsikten att för den geologiska läsekretsen fästa uppmärksamheten därpå. Det innehåller nämligen mycket av intresse och det vore önskligt, att ett likartat arbete behandlande tillämpliga delar åstadkommes även för Sverige.

G. Lundqvist

JOSEF SCHMID: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Dr Alfred Hüthig Verlag. Heidelberg 1955. VIII + 144 sid., 27 textfig., 2 pl. Pris DM 15: —.

Författaren har experimentellt undersökt tjälskjutningens inverkan på markytor av olika jordarter och i olika lägen. Mätningarna ha utförts med hjälp av i jorden nedstuckna stavar, rörliga i förhållande till en fixerad brygga eller en till frostfritt djup nedförd stav. De ha företagits såväl laboratoriemässigt i slutna kärl som i naturen. Härigenom ha siffermässiga uttryck erhållits för tjälskjutningens storlek i vertikal- och i förekommande fall även horisontalled. I detta ligger bokens största värde. Principiellt innebära emellertid resultaten inga överraskningar, då de företeelser, som undersökts, äro välkända för var och en, som sysslat med hithörande problem. Att t. ex. en materialtransport äger rum utför sluttningar utsatta för frostens inverkan, dels i form av jordflytning, dels därigenom att sten och grus av frosten lyftas ut vinkelrätt mot lutningen och vid upptinandet falla tillbaka i vertikalled innebär knappast någon nyhet. Det är huvudsakligen frostfenomen av denna typ som behandlas, d. v. s. sådana som förekomma i humida trakter. Emellertid kommer förf. också in på företeelser tillhörande renare subarktiskt eller arktiskt klimat, såsom stenringar o. dyl. Dessa resonemang äro kanske ej av samma intresse, då det förefaller som om förf. knappast har någon egen erfarenhet härav.

Arbetet ger emellertid även en god översikt av litteraturen — n. b. den europeiska — över hithörande problem. En särskild eloge bör förf. ha för att han även synes väl insatt i den skandinaviska litteraturen, något som tyvärr ganska sällan är fallet. Den amerikanska däremot lämnas nästan helt åsido. Man saknar många moderna arbeten därifrån — t. ex. Denny's undersökningar längs Alaska Highway — behandlande dessa f. n. i Amerika mycket aktuella problem.

Vad slutligen det typografiska beträffar, så kan man knappast säga att verket ter sig lockande. Illustrationerna bestå huvudsakligen av enkla principskisser och diagram. Båda planscherna visa av solifluktionen i branta sluttningar krökta trädstammar.

Jan Lundqvist

E. T. Nyström och Kinas järnmalmer

Av

J. G. ANDERSSON

Jag beklagar att min gamle vän professor Nyström genom sitt föredrag i Geologiska Föreningen den 1 dec. 1955 placerat sig i en position, som gett anledning till F. R. Tegengrens tillrättavisning i G. F. F., Bd. 78, sid. 178—180.

Nyströms och mina kontakter sträcka sig mycket långt tillbaka i tiden. Då jag besökte Spetsbergen 1898 som deltagare i Nathorsts expedition, tog jag prover av stenkolsflötserna i Isfjorden. Vid återkomsten till Sverige lämnade jag dessa prov till professor P. J. Klason vid Tekniska Högskolan i Stockholm. Under hans ledning analyserades dessa prov av den då helt unge E. T. Nyström. Allt detta tillhörde tiden före 1905 och följande år, då flere nationer, amerikaner, engelsmän, norrmän, ryssar och svenskar (1911) grepo sig an med kolbrytning på Spetsbergen.

Erik Nyström blev, då jag 1914 reste ut till Kina, min förste lärare i det främmande språket och visade mig mycket om, hur man bör skicka sig i Mittens Rike. Till Tegengrens artikel ber jag att få göra ett par tillägg, enär han gett mig alltför mycken berömmelse. Uppslaget till det stora symposiet

»The Iron Ore Resources of the World» kom från min vördade vän och lärare, professor A. G. Högbom. Hans initiativ följdes sedermera av ett antal senare geologkongresser, vilka gjorde internationella enqueter rörande guld, fosfat o. s. v. Kapitlet Sverige i »Iron Ore Resources» utarbetades med stor skicklighet av Tegengren. Han har tillskrivit mig förtjänsten att ha funnit Hsuan-Lungmalmerna, en mycket enkel sak, sedan jag sett en malmbit på den danske gruvingenjören Mathiesens bord.

Även denna lilla merit skulle tas ifrån mig genom ett fynd, som gjordes 1933—34 vid Chou K'ou Tien, fyndplatsen för »Pekingmänniskan», *Sinanthropus*, vilkens ålder vi skatta till en halv million år. Över *Sinanthropus*-fyndorten, som vi funnit 1921, träffade nu de kinesiska geologerna en mycket yngre avlagring, »The upper cave», med en jämförelsevis modern fauna, vars ålder vi skatta till cirka 25 000 år. Bland fynden som här gjordes är ett för mig personligen intressant. Det är mycket talrika bitar av röd oolitisk järnmalm, som sannolikt kommit från Hsuan-Lung-fyndigheterna, vilka sålunda voro kända för ett folk, som levde för bortåt 25 000 år sedan. Själva ordet blodsten torde vara uråldrigt och vittnande om den roll, som de röda pigmenten spelade i de förhistoriska folkens magi.

Stockholm den 18 mars 1956.

Mötet den 1 mars 1956

Närvarande 70 personer.

Ordföranden, hr Collini, öppnade mötet och meddelade att styrelsen har beslutat anordna en exkursion till Uppsalatrakten den 10 maj (Kristi Himmelsfärdsdag).

Hr J. Lundqvist föredrog revisionsberättelsen över styrelsens och skattmästarens förvaltning under år 1955, varefter av revisorerna tillstyrkt ansvarsfrihet beviljades.

Sammandrag av Geologiska Föreningens räkenskaper år 1955

Debet

Balans till år 1955		
Reservfondens konto		18 091: 43
Överfört till 1955 års löpande kassa		1 255: 40
Inkomster under år 1955		
Reservfondens konto	547: 60	
Statens Nat. Forskningsråd	21 000: —	
Jernkontoret. Anslag	2 000: —	
Ledamotsavgifter, årliga	7 766: 96	
» , ständiga	500: —	
Försäljning av G. F. F.	5 452: 50	
Annonser	1 700: —	38 967: 06
	Summa kronor:	58 313: 89

Kredit

Utgifter under år 1955		
A. Geologiska Föreningens Förhandlingar		
Tryckning av årgång 1955	22 385: 93	
Illustrationer	11 488: 97	
Referatarvoden	177: 70	
Revue Annuelle	166: 40	
Distribution, försäljning, omkostnader	1 433: 40	
Expeditionskostnader	182: 35	
Arvoden för red.distr., bokföring	2 500: —	38 334: 75
B. Föreningsomkostnader		
Sammanträden och representation	1 110: 15	
Bokförrådet, diverse	145: —	1 255: 15
Balans till år 1956		
Reservfondens konto	18 704: 03	
Överföres till 1956 års löpande kassa	19: 96	18 723: 99
	Summa kronor	58 313: 89

Hr N. H. Magnusson höll ett av talrika kartor belyst föredrag om: Sveriges Geologiska Undersökning i näringslivets tjänst.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr E. Norin och föredragshållaren.

Hr R. Sandegren interpellerade föredragshållaren angående planerna för det Nordiska Geologmöte, som skall hållas i Sverige i samband med Sveriges Geologiska Undersöknings 100-årsjubileum 1958. — Jfr »Mötet den 2 december 1954», G. F. F. Bd 76, sid. 713.

Vid mötet utdelades N:o 484 av Förhandlingarna.

Mötet den 5 april 1956

Närvarande 45 personer.

Ordföranden, hr Collini, öppnade mötet med följande anförande: Sedan förra sammanträdet har en av Föreningens allra äldsta medlemmar gått bort. Den 3 april avled förre rektorn, fil. dr Per Wilhelm Abenius. Abenius var född den 21 maj 1864 och blev efter studier vid Uppsala Universitet docent i kemi därstädes 1891. Vid Tekniska gymnasiet i Örebro var han lektor 1904—1914 och rektor 1914—1929. Abenius vetenskapliga produktion behandlar framför allt organisk-kemiska problem. Hans »Elementär lärobok i oorganisk kemi» har utkommit i sex upplagor. Medlem av Geologiska Föreningen blev han 1886.

Jag lyser frid över hans minne.

Styrelsen har till ledamot i Föreningen invalt Avdelningsingenjör Rudolf Karlsson, Stockholm, Föreslagen av hr Asklund.

Styrelsen har ytterligare diskuterat 1958 års nordiska geologmöte. Hr Hessland har vid förfrågan förklarat sig villig fungera som mötets generalsekreterare. Hr Carl Larsson har tillmötesgått styrelsens önskan att som sekreterare handha rese- och inkvarteringsdetaljen. Styrelsen föreslår, att Föreningen väljer hr Hessland till generalsekreterare och uppdrar åt honom och styrelsen att i samråd vidtaga nödvändiga arrangemang för geologmötet. Styrelsens avsikt är att med tanke på S. G. U:s samma år infallande jubileum bedriva förberedelserna under kontakt med överdir. Magnusson.

Föreningen biföll styrelsens förslag.

Professorskan E. Hult De Geer lämnade ett meddelande: Nydatering av svenska issjöar samt Alleröd-Böllingtermalerna, varvid hon för den Centraljämtska issjön nämnde fem skilda sänkningar inom 350 år och särskilt de två sista tappningsvarven, det ena enligt rättelse år —84, åtföljt av fortsatt glaciala varv fram till den sista tappningen med Vikbäckens avslutande megavarv. Detta De Geers nollvarv pålagras omedelbart av den mörka, biotiska, microvarviga postglacialleran, bevisande tappningens slut, lugnvatten och det tempererade havsvattnets dominans, således postglacialtid att härifrån räknas med plus-år.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr Caldenius och föredragshållaren.

Hr Caldenis inlägg återgives här i något utvidgad form.

Den för föredraget tillmätta tiden tillät ej föredragshållaren att så utförligt belysa de dateringar, som presenterades, att de nu kunna upptagas till diskussion, vilket måste beklagas.

Det är emellertid en fråga, som berördes i föredraget, till vilken jag redan nu vill klargöra min inställning, och det är frågan angående 0-året. Herrar Borells och Offerbergs mätningar i Indalen ha bekräftat min redan i Ymeruppsatsen 1941 uttalade förmodan, att profilerna vid Storedan och Vikbäcken i Indalen voro felkonnekterade. Mellan de där som samtidiga antagna båda tappningsvarven har det nu fastslagits, att det ligger en tidrymd av c:a 80 år. Då 0-året var knutet till dessa tappningsvarv, fick man alltså nu — som Borell och Offerberg drastiskt uttryckt det — två 0-årsvarv, och frågan uppstod, vilket av de båda tappningsvarven rätteligen borde representera 0-året.

För föredr. synes valet ha varit enkelt. Hon resonerar tydligen som så, att eftersom Gerard De Geer i Vikbäcksprofilen först mätte tappningsvarvet och under antagande av att det representerade en viss händelse knöt 0-året till detta tappningsvarv, så skall 0-året bibehållas vid detta samma tappningsvarv, trots att det nu har visats att det icke representerar den händelse, som De Geer åsyftade. Vinsten därmed är, att man för tillfället slipper ändra tidskalans årtal. Man råkar emellertid i en annan dilemma, som föredr. på allt sätt söker bortförklara, men som Borell och Offerberg tagit mera allvarligt. Man måste nämligen då frångå eller göra våld på Gerard De Geers definition på 0-årsvarvet. Det har Borell och Offerberg ej velat göra, och de ha därför stannat för tappningsvarvet vid Storedan som 0-år.

Vad är då Gerard De Geers definition på 0-årets tappningsvarv. Ja, han framhöll gång på gång att som gräns mellan tidskalans olika perioder måste sättas varv eller gränser mellan varv, lätt igenkännliga och registrerande märkligare händelser under isavsmältningen. Som slutvarv på den finiglaciala perioden satte han det sannskyldiga jättevarv — så uttryckte han sig ibland — som avsattes i Indalen vid — såsom han antog det — landisens bipartition. Han ger den definitionen bl. a. 1914 i Naturvetenskaplig revy, 1926 då han presenterar tidskalan i »On the solar curve etc.» för amerikansk publik och slutligen också i Geochronologia Suecica, Principles 1940. Där tillfogar han att 0-årets tappningsvarv mätts vid Storedan, vid Vikbäcken och vid Singsån, med en tjocklek av respektive 98 cm, 18 cm och 17 cm. Att varvet ledde sitt ursprung från en större tappning genom Indalsälvens dal hade också visats genom varvmätningar omkring Gesunden, där varvet var över 1 m tjockt och bestod av sand, som i närheten av Stugun vid fjordens innersta ände övergått till grus med 2,5 m tjocklek. Att tappningsvarvet på goda skäl förtjänade benämningen bipartitionsvarvet framgick av att vid Storedan ännu de 50 varven närmast ovan detsamma voro mer än dubbelt så tjocka som de 50 varven under detsamma. Borell och Offerberg ha kunnat följa spåren av tappningen ända till Kävsta, ett fåtal mil från Sundsvall. Det finns intet annat tappningsvarv i Indalen, som vare sig beträffande mäktighet eller utbredning kan tävla med detta varv. Det är otvivelaktigt det *finis glacialis*, som Gerard De Geer antog och satte som istidens slutår och tidskalans 0-år.

Vad nu angår Vikbäckens tappningsvarv, som föredr. vill bibehålla som 0-år, så skiljer sig detta på intet sätt från de andra tappningsvarven i dalen. Det representerar en sen efterskvätt till den stora tappningskatastrofen.

I Vikbäcksdiagrammet saknas nu Storedevarvet — det är mycket förargligt — eller också sitter det någon annanstans än där det borde sitta. Det måste vara som följd av glidningar just omkring tappningsvarvet. Vikbäcksprofilen är alltså i viss mån defekt. Det är även på grund härav mycket svårt att förstå föredr:s ställningstagande. Tidskalan har allt att vinna på att man redan nu gör den rättelse, som anvisas av det material, som framlagts av Borell och Offerberg. Vill man inte göra det, då bör det sägas ifrån, att det 0-årsläge, som föredr. nu väljer, ej stämmer med det läge, som den ursprungliga definitionen så uttryckligen anger. För min del anser jag detta vara en föga tilltalande utväg. De verkliga ankarpunkterna i tidskalan äro dock de varv, som Gerard De Geer satte som gränser mellan perioderna.

Fru E. H. De Geer: Först med postglacialtidens klimat och sediment bör komma postglaciala årtal (G. De Geer 1911, GFF 33, s. 469).

Hr O. Brotzen höll ett med ljusbilder belyst föredrag: Kopparmineraliseringen i N. Rhodesia och Katanga. En uppsats i ämnet kommer att inflyta i ett följande häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Asklund, Gavelin, G. Kautsky, Fr. Brotzen, Marklund och föredragshållaren.

Geolognytt

Sakkunniga för tillsättande av den efter prof. G. Troedsson lediga professuren i geologi, särskilt historisk geologi, vid Lunds universitet ha, sedan prof. Chr. Poulsen, Köpenhamn, avsagt sig, varit: prof. I. Hessland, Stockholm, prof. L. Størmer, Oslo, och prof. P. Thorslund, Uppsala. De sakkunniga placera de sökande, docent B. Bohlin, Uppsala, statsgeol. F. Brotzen, Stockholm, fil. lic. V. Jaanusson, Uppsala och docent G. Regnéll, Lund, på följande sätt.

Hessland: 1) Bohlin, 2) Brotzen, 3) Regnéll, 4) Jaanusson.
Størmer: 1) Brotzen, 2) Regnéll, 3) Bohlin, 4) Jaanusson.
Thorslund: 1) Bohlin, 2) Brotzen, 3) Regnéll, 4) Jaanusson.

Vid omröstningen i sektionen erhöllo de sökande med hänsyn till placeringen följande antal röster.

Bohlin: 1sta rummet 4; jämställd m. Regnéll i 1sta och 2dra rummet 1; 2dra rummet 10.
Brotzen: 2dra rummet 4; 3dje rummet 11.
Jaanusson: 4de rummet 15.
Regnéll: 1sta rummet 10; jämställd m. Bohlin i 1sta och 2dra rummet 1; 3dje rummet 4.

Större akademiska konsistoriet har på förslag uppfört: 1) Regnéll, 2) Bohlin, 3) Brotzen.

Ecklesiastikministern har framlagt proposition om förstärkning av Stockholms högskolas personalorganisation, som syftar till att högskolan inom rimlig tid skall komma i paritet med universiteten i Uppsala och Lund. Bl. a. föreslås att docent C.-G. Wenner utan ansökan utses till laborator i kvartärgeologi.

Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab har till nya medlemmar invalt bl. a. professorerna R. Florin, Stockholm och A. Hadding, Lund.

Fysiografiska sällskapet i Lund har till ny ledamot invalt statsgeologen fil. dr B. Asklund.

Statens vetenskapliga forskningsråd har utdelat bl. a. följande anslag: Prof. G. Erdtman, Bromma, 1 000 kr. för inredning av det palynologiska laboratoriets lokaler; Fil. Mag. T. Ingmar, Uppsala, 5 575 kr. för botanisk och kvartärgeologisk undersökning av myrområdet Floran i norra Uppland; Fil. Lic. N. Marklund, Uppsala 2 422 kr. för undersökning av sambandet mellan sedimentegenskaper och mineralisering i eokambriska areniter vid Laisvall; Fil. Kand. H. Svensson, Lund, 220 kr. för stereoskopisk analys av nunatakområden på basis av flygfotografiskt bildmaterial; Docent E. Tengström, Saltsjöbaden, 3 000 kr. för beräkning av geoiden i Sverige ur tyngdkraftsanomalier och astronomiska lodavvikelser.

Sveriges geologiska undersöknings fältarbeten 1956

Statsgeologen G. Lundqvist övervakar provkartering av geologiska kartbladet 10 Stockholm NO, utför översiktskartering av jordarterna i Gävleborgs län samt företager översiktsresor för jordartskarta över Sverige. Extrageologer: G. Eriksson, R. Gorbatschev, K. Nilsson.

Statsgeologen B. Asklund utför undersökningar över berggrunden i Jämtlands län. Extrageologer: G. Stålhös, A. Strömberg.

Statsgeologen G. Ekström utför speciella kvartärgeologiska och hydrogeologiska undersökningar biträdd av e. geologen J. De Geer. Extrageologer: B. Linder, O. Svensson.

Statsgeologen O. Kulling leder berggrundsrekognoscering i Norrbottens läns fjälltrakter. Extrageolog: B. Ingre.

Statsgeologen F. Brotzen leder undersökningarna efter salt och olja i Skåne.

Statsgeologen W. Larsson reviderar berggrunden på kartbladet Falkenberg, utför vissa översiktskarteringar i sydvästra Sverige samt undersökningar för bergrum och tunnlar.

Statsgeologen P. H. Lundegårdh leder översiktskarteringar av berggrunden i Gävleborgs och i Göteborgs och Bohus län och angränsande delar av Dalsland, samt utför undersökningar över bergrum och tunnlar. Extrageologer: för Gävleborgs län H. Lindholm, B. Lindqvist, Th. Lundqvist, för Göteborgs och Bohus län L. Bergström.

Statsgeologen E. Fromm fortsätter jordartskarteringen av Västernorrlands län samt utför praktiskt-geologiska undersökningar Norrbottens och Västerbottens län. Extrageologer: Å. Hörnsten, N. Svensson.

Statsgeologen E. Mohrén utför speciella hydrogeologiska undersökningar i nordvästra Skåne.

Statsgeologen G. Kautsky utför malmletning och berggrundskartering inom Västerbottens och Jämtlands fjälltrakter. Extrageologer: H. Berg, G. Nilsson. Praktikanter: D. Kuscer, J. Remane.

T. f. statsgeologen R. Frietsch utför malmgeologiska arbeten inom Norrbottens och Västerbottens urberg. Extrageologer: K. Boström, G. Folcker. Praktikant: J. Lundberg.

Professor S. Hjelmqvist leder rekognosceringen för översiktskartan över Kopparbergs läns berggrund. Extrageologer: B. Collini, J. v. Feilitzen, P. Forsell.

Professor P. Thorslund utför stratigrafiska och tektoniska undersökningar inom Jämtlands län. Extrageolog: T. Tjernvik.

Laborator G. Assarsson leder med biträde av e. geologen S. Holmberg årets torvinventeringar.

Laborator S. Werner leder statens malmletningsarbeten i Övre Norrland.

Avdelningschefen U. Hagander leder borrnings- och blottningsarbeten i samband med statens malmletningar.

Geologen J. Lundqvist utför revisionsarbeten av jordartskartan över Värmlands län. Extrageolog: H. Möller.

Geologen B. Järnefors leder jordartskarteringen i Göta älvs dalgång och följer Geotekniska institutets arbeten därstädes. Extrageologer: R. Borell, I. Forsberg.

Geologen B. Dahlman utför specialundersökningar dels inom Närkes och Västergötlands alunskifferområden, dels inom Sveriges urbergsgrund. Extrageologer i alunskifferområdena: B. Boquist, N. Svensson. Extrageologer i övrigt: P. G. Hjern, R. Hulth, E. Johansson, M. Johansson, O. Kint, L. Lindblom, H. Nairis, H. Nordlund, I. Paulsen, R. Randmetz, J. Sjöström.

Geologen H. Tullström utför hydrogeologiska undersökningar i Skåne samt kompletterande undersökningar på Gotland och Öland.

Geologen E. Åhman, företar tjänsteresor i samband med utmålsläggningar och inmutningar samt utför berggrundsgeologiska specialundersökningar i Övre Norrland.

Geologen H. Sarap utför malmgeologiska arbeten i Västerbottens läns urberg samt i Västerbottens och Jämtlands fjälltrakter.

Geofysiker L. Granar biträder laborator Werner med de geofysiska mätningarna vid statens malmletningar.

Assistenten C. Larsson deltar i jordartskarteringen i Gävleborgs län och utför torvgeologiska undersökningar i Värmlands län.

Assistenten A. Theolin deltar i malmgeologiska arbeten i Västerbottens och Norrbottens urberg.

E. geologen J. De Geer utför kvartärgeologiska undersökningar, främst i Stockholmstrakten, samt biträder statsgeologen G. Ekström vid specialundersökningar i Norrland.

E. geologen B. Johansson utför vissa hydrogeologiska undersökningar, främst i Halland och Bohuslän.

E. geologen J. Offerberg utför malmletnings- och berggrundskartering inom Västerbottens urberg samt Västerbottens och Jämtlands fjälltrakter.

E. geologen S. Holmberg övervakar patrullerna vid torvinventeringen. Patrulledare: H. Göransson, Th. Renevall, K. Risto, E. Wendel, A. Gardefolk.

E. geologen G. Bexell biträder vid berggrundsrekognosceringen i Norrbottens läns fjälltrakter.

E. geologen H. Johansson utför berggrundskartering inom Kebnekaiseområdet.

Härmed riktas en allvarlig uppmaning till författarna i Geol. Föreningens Förhandlingar att avlämna tydliga, slutgiltiga och väl genomsedda samt helst maskinskrivna manuskript.

Särskilt bör uppmärksamheten ägnas åt strängt genomförd konsekvens beträffande skrivningen av namn, latiniserade ordformer och tekniska uttryck, samt åt stilformernas riktiga betecknande (*kursiv*, spärrad, KAPITÄLER). Kursivstil användes blott för latinska namn (ej för att understryka vikten av visst textinnehåll). Spärrad stil användes för att framhäva vissa ord eller meningar i texten. Kapitäler användas för alla personnamn. I manuskriptet utmärkes:

spärrning med - - - - - - - - -
KAPITÄLER » ═══════════
kursiv » ―――――――――

Konsekvens i förkortningar är i hög grad önskvärd. Följande detaljer kunna uppmärksammas:

km dm m (antikva utan punkt).

dr (doktor), prof. (professor), hr (herr).

Titel angives blott första gången författare citeras, men upprepas ej onödigtvis.

Citerade arbeten anföras i texten med angivande av författarens namn och arbetets tryckår inom parentes (SAHAMA 1954), och sammanställas i alfabetisk ordning vid uppsatsens slut (observera skiljetecknen och förkortningar):

SAHAMA, TH. G., 1954: Mineralogy of mafurite. Bull. Comm. géol. Finl., N:o 166.

Korrekturläsning åligger förf.

Red.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

Pris för karta med beskrivning 10: — kr, för enbart karta 8: — kr.
N:o 192 Onsala av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh. 1952
» 193 Gränna av P. Geijer, B. Collini, H. Munthe och R. Sandegren 1951
» 194 Säter av S. Hjelmqvist och G. Lundqvist 1953.
» 195 Särö av P. H. Lundegårdh och R. Sandegren 1953.
» 196 Västerås av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist 1954.
» 197 Laholm av W. Larsson och C. Caldenius. T. v. utan beskrivning.
» 198 Halmstad av W. Larsson och C. Caldenius. » » » .

Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1 : 20 000 med beskrivningar

Pris för karta med beskrivning 8: — kr, för enbart karta 6: — kr.
N:o 2 Lund av G. Ekström 1953
» 3 Revinge T. v. endast karta
» 4 Löberöd » » »
» 5 Örtofta » » »
» 6 Kävlinge » » »
» 7 Teckomatorp » » »
» 8 Trollenäs » » »

Årsbok 48 (1954)

Ser. C.

N:o 536 Gavelin, S., A telluride assemblage in the Rudtjebäcken pyrite ore, Västerbotten, N. Sweden. 1954 1,00
» 537 Jerlov, N. och Kullenberg, B., Undersökning rörande spridning och avsättning av i vattnet suspenderat slam vid utstjälpning av mudder i Byfjorden våren 1953. Engl. summary. 1954 2,00
» 538 Tullström. H., Hydrogeologiska förhållanden inom Slite köping på Gotland. Engl. summary. 1955 1,50
» 539 Järnefors, B., Skredet vid Intagan år 1648. Under utgivning . . .
» 540 Byström, A. M., Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. 1955 4,50

Årsbok 49 (1955)

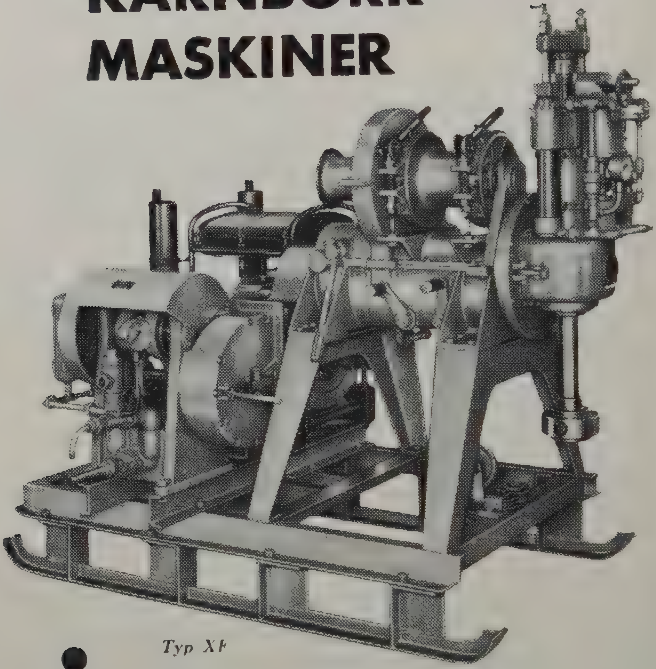
N:o 541 Pilava-Podgurski, N., Nya geologiska undersökningar vid Utö järnmalmsfält, Engl. abstract. Under utgivning . . . .

Ser. Ca.

N:o 27. Caldenius, C. and Lundström, R., The landslide at Surte on the river Göta älv.—Special chapters by B. Fellenius and E. Mohrén. With 5 plates. Under utgivning . . . .
» 31. Borell, R. och Offerberg, J., Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda. Med 6 planscher. Engl. summary 1955 3,50
» 37. Gavelin, S. och Kulling, O., Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. Karta i skala 1:400 000, With english summaries. Under utgivning . . . .

Distribueras genom Generalstabens Litografiska Anstalt Förlagsexp. Drottninggatan 20, Stockholm 16.

Craelius KÄRNBORR-MASKINER



Typ XF

Craelius X-2 luftdriven, för 100 meters djup.
Craelius X-4 luftdriven, för spränghålsborrning.
Craelius XC-33.5 och XC-42 el.-luft- eller kilrepsdriven, för djup till 125 meter.
Craelius XB och XB-2, för djup till 200 meter.
Craelius XF, för djup till 300 meter.
Craelius XFH, för djup till 300 meter.
Craelius AB-2 och AB-50, för djup till 350 meter.
Craelius XH och XH-50, för djup till 600 meter.
Craelius XL och B-3, för djup till 1 200 meter.
Craelius XO-2, för djup till 2 000 meter.

Vi utföra även undersökningsborrningar och brunnsborrningar på kontrakt med egna maskiner och erfaren personal.

SVENSKA
DIAMANTBERGBORRNINGS AB

Kungsgatan 44 | Stockholm C
Telegram: Adamante | Telefon: 23 33 80

Uppsökning och undersökning av

MALM FYNDIGHETER

samt fyndigheter av andra slag

Vi utföra

geologisk
magnetisk
elektrisk

gravimetrisk
seismisk
prospektering

AKTIEBOLAGET
ELEKTRISK MALMLETNING
Stockholm · Danderydsgatan 11

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR
BAND 78 HÄFTE 3 N:o 486

Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon

III

Issjöar och isavsmältning

With an English summary

Av

GUNNAR GILLBERG

Tryckt med anslag ur Längmanska Kulturfonden

Inledning

I sin första redogörelse för Viskaundersökningen upptog professor Lennart von Post bland önskvärda specialarbeten även »en detaljutredning av landisens försvinnande från Sydsvenska höglandets västra del» (von Post 1938). Detta syntes mycket befogat, ty redan av dessa preliminära resultat framgick, att isavsmältningen inom åtminstone Viskaområdet torde ha varit starkt avvikande från omgivande trakters och från hittills vedertagna uppfattningar därom. Det var främst den markerade anomalien i MG:s förlopp som föranledde detta antagande. von Post ansåg sig t. o. m. på grundval härav kunna konstatera icke blott en kraftigt retarderad isrecession utan även att en restis troligen hade avskilts från den egentliga landisen.

Då jag sommaren 1941 första gången deltog i Viskaarbetena, föreslog mig von Post denna uppgift. Som ett lämpligt område för en förundersökning av dessa förhållanden ansåg han Frisjödalen vara. Under tidigare Viskasomrar hade tydliga issjöstrandlinjer och markerade issjöavlopp upptäckts där. Som första led i hela denna undersökning kan därför min avhandling om Frisjöområdets issjöar betraktas (Gillberg

1945). Som senare framgått, borde emellertid detta område icke ha varit utgångspunkten för denna utredning. De flesta därvarande issjöstadier ha icke varit fristående utan ingått i mer omfattande system. Den utveckling rörande issjöarna och isavsmältningen, som denna förundersökning tycktes påvisa, avviker därför i många hänseenden från den som nu kan framläggas efter mer ingående och vidsträckta fältarbeten. De båda viktigaste resultaten i denna första avhandling — att vid den sista landisens försvinnande från Sydsvenska höglandets västra randzon en mindre restis avskilts inom Viskadalens uppland samt att flera diskontinuiteter i landhöjningen inträffat — ha dock till fullo bekräftats.

Av Frisjöundersökningen framgick emellertid klart, att en fortsatt detaljerad utredning av dessa förhållanden var befogad. Somrarna 1943—45 förlades fältarbetena till Viskadalen och dess närmaste sidodalar. Förutom i mindre detaljer rörande issjöarnas utbredning och omfattning ha de resultat, som framgick därav (Gillberg 1948), sedan visat sig så entydiga, att de kunnat användas som en stomme för den fortsatta och avslutande undersökningen. Ifråga om isavsmältningens och landhöjningens förlopp kan denna redogörelse t. o. m. i princip betraktas som en förelöpande sammanfattning av den avhandling, som nu framlägges. Endast den preliminära, relativa datering, som då gjordes och som var baserad på von Posts uppfattning därom (1938, 1947), har icke kunnat upprätthållas (jfr Gillberg 1952).

Undersökningen inom det egentliga höglandet påbörjades sommaren 1946 och avslutades sommaren 1950. På grund av fältarbeten i Värmland och andra trakter av Västsverige kunde dock endast ett par veckor av somrarna 1947 och 1948 disponeras för denna. Bearbetningen av materialet och utarbetandet av avhandlingen har tyvärr på grund av krävande förvärvsarbete sedan 1944 endast kunnat fortskrida i mycket långsam takt.

Fältarbetena ha omfattat dels en allmän översiktskartering, dels ett detaljutredande av de former och bildningar, som särskilt kunna bidraga till förståelsen av isavsmältningen. Bland huvudproblemen har i första hand issjöutvecklingen stått, varför upptagandet av profiler och avvägandet av strandlinjer blivit det mest tidsödande arbetet. Även landhöjningens förlopp har därigenom kommit att behandlas. Bland de glacigena formelement, som i synnerhet beaktats, kan nämnas lateralskval, issjösediment samt morän- och glacifluviala bildningar av större omfattning och mer speciell byggnad. På grundval av dessa företeelsers utbredning och utbildning har i görligaste mån avsmältningens förlopp i sin helhet samt isens och israndens reaktioner vid skilda tillfällen insatts i sitt glaciologiska sammanhang. Vissa intressanta detaljproblem, som egentligen legat utanför huvudundersökningen, ha också upptagits till behandling.

Från början skulle avhandlingen bildat en enda enhet. Främst på grund av allt för stora kostnader i samband med tryckning och klichéring har den emellertid uppdelats i tre delar, vilka var för sig utgör ett avslutat parti men med gemensam huvudtitel. Första delen behandlar glacialerosionen och moränackumulationen och är publicerad i GFF Bd 77, H. 4. Den är mer fristående från de övriga men första kapitlet — om terrängförhållandena — har dock viss betydelse även för de följande redogörelserna. Andra delen behandlar sista avsmältningstidens glacigena ackumulationsformer och är publicerad i GFF Bd 78, H. 2. Tredje delen behandlar särskilt issjöarna samt resultaten om isavsmältningens och landhöjningens förlopp.

Ekonomiska bidrag till fältarbetena ha erhållits ur Liljevalchs J:r och Gerard De Geers stipendiefonder vid Stockholms Högskola. För tryckningen har anslag beviljats av Längmanska Kulturfonden i Uppsala. Till båda institutionerna får jag härmed framföra mitt tack, liksom också till Geologiska Föreningen i Stockholm för intagandet av avhandlingen i sina Förhandlingar. Särskilt redaktören, f. d. statsgeologen, fil. dr. Ragnar Sandegren har nedlagt stort arbete.

Bland enskilda som på olika sätt bidragit till denna undersöknings genomförande, står min tacksamhet i första hand till min hösten 1952 avlidna moder samt framlidne professor Lennart von Post. Utan hennes i alla skeden och i allt djupt gående uppoffringar skulle varken fortsatta studier kunnat bedrivas eller denna avhandling kommit till stånd. Professor von Post har särskilt för studiernas utveckling och det vetenskapliga arbetet varit den drivande kraften. Hans intensiva och givande handledning i fält och under bearbetningen samt dagliga intresse och diskussioner av skilda problem kan icke nog framhävas. Även Geologiska Institutets nye chef, professor Ivar Hessland, vill jag tacka för stort intresse under de sista årens arbeten. I fältarbetena har nästan samtliga somrar min vän, apotekare Olle Wallén, deltagit. Hans stora intresse och uppoffrande slit vid ratt och i terräng har varit av den största betydelse. Bland många, som genom givande diskussioner var och en bidragit till förståelsen av och med uppslag till lösandet av skilda frågor, må särskilt nämnas docenterna Erik Nilsson, Carl Caldenius och Carl-Gösta Wenner. Vid utarbetandet av diagram och kartor har fil. lic. Jüri Martna i många avseenden varit till stor hjälp. Kartredaktör, fil. dr. Magnus Lundqvist må särskilt nämnas för allt intresse och alla påpekanden rörande planscher och figurer. Lektor, fil. dr Hilding Bäck och fil. dr R. Reyment ha granskat den engelska texten. Till alla får jag härmed framföra mitt tack.

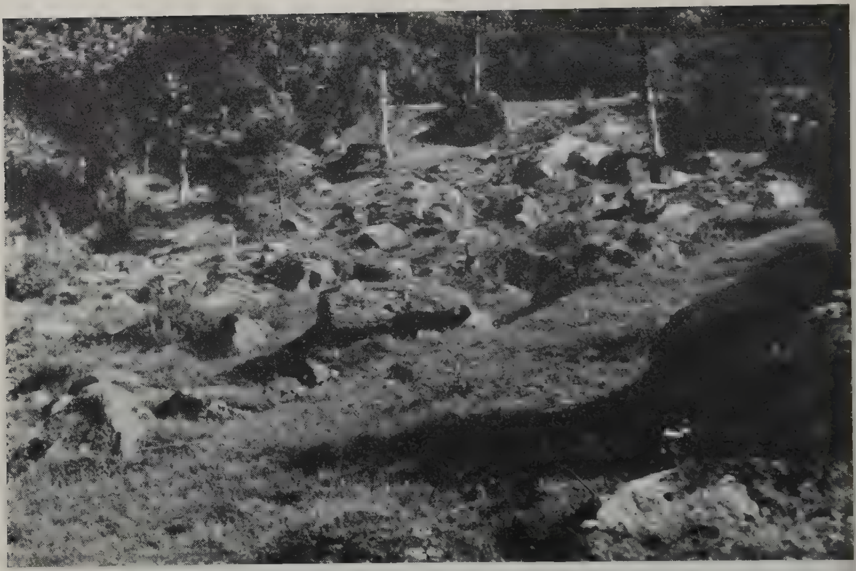


Foto förf.

Fig. 4. Kort, slukhålsartad blockfors, utbildad som avlopp från en marginalsjö. Den senares strandlinje skymtar upp till höger. Sävshult (20).
Short subglacial boulder-chute, developed as an outlet of a temporary marginal ice-lake. The shore terrace of the latter is indistinctly visible in the top right-hand corner. Sävshult (20).

gelbundna, starkt blockspolade ryggar uppstått. Vid hastigt påseende tycks man stå inför någon typ av dödismorän. Efter närmare studium är dock tydligt, att denna utbildningsform uppkommit genom erosion och icke ackumulation (jfr Mannerfelt 1945, s. 125).

I vertikalled ha skval påträffats på alla nivåer mellan MG och de högsta topparna (Gillberg 1948, s. 452). Någon koncentrering till vissa höjdzoner är icke märkbar men förutom slukrännor äro de relativt sällsynta i det senare läget. Endast utmed Sävedalen förekomma de allmänt vid MG. Topografiskt äro de främst bundna till utskjutande delar av dalsidorna, oftast de mer distala (jfr G. Frödin 1925, s. 163, Mannerfelt 1945, s. 213, Gillberg 1948, s. 452). Någon anhopning på solsidor (G. Frödin 1925, s. 147, Lundqvist 1935, s. 295, jfr även Visser 1928) är icke märkbar utan skvalen äro relativt jämnt fördelade på de olika dalsluttningarna (jfr Mannerfelt 1945, s. 213 samt även Tarr 1908, 1909, von Engeln 1911).

Den regionala fördelningen är förhållandevis ojämn (fig. 5) men några särdrag äro tydligt urskiljbara. Flertalet lateralskval förekomma sålunda utmed de markerade dalstråken. På höjdplatåerna ha blott enstaka påträffats, och de flesta av dem äro också bundna till dalsänkor.

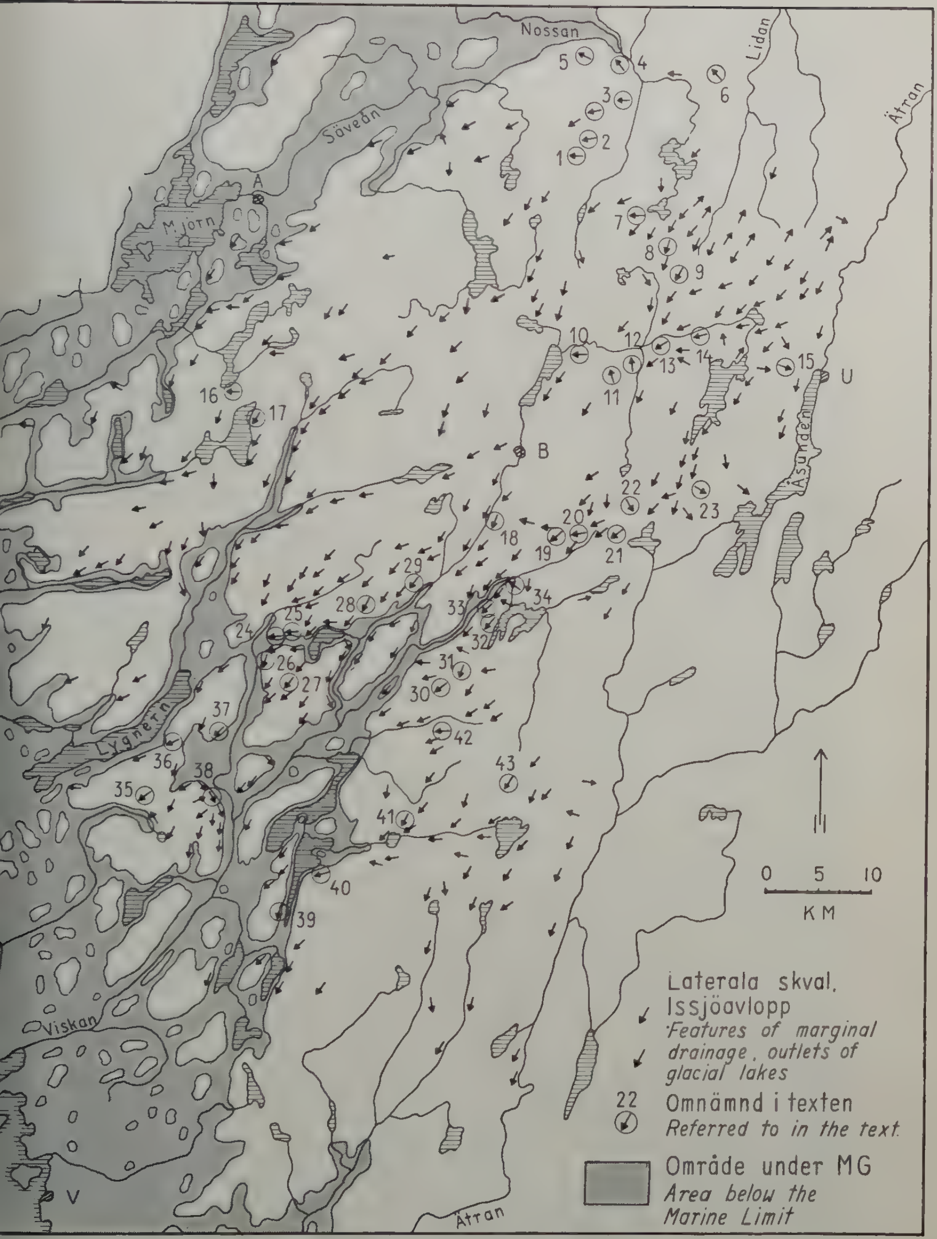


Fig. 5. Lateralskval och issjöavlopp.
Features of marginal drainage and outlets of glacial lakes.
För publicering godkänd i rikets allmänna kartverk den 8 augusti 1956.

För det andra märks en tydlig koncentrering till två delområden, nämligen dels där Häggå—Viska—Hålsjödalarna trängs samman och efter att ha varit breda marina dalplan övergå i smala, brantare, rent glacigena stråk, dels inom nordområdets mot N svagt sluttande höjdplatåer och grunda dalgångar NW om Ulricehamn. Detta har ett tydligt samband med utvecklingen under avsmältningen. Inom de förra partierna kvarlågo de sista isresterna, inom det senare området ägde avskiljandet av den sydliga ismassan rum. Denna senare händelse återspeglas även i riktningen på vissa skval. Ett flertal sådana luta mot N, d. v. s. relativt snart efter isolerandet fick även restisen en mot den nya nordranden svagt lutande yta. Alla övriga skval ha däremot en mer eller mindre sydlig riktning. På grund av terrängförhållandena kunna dock avvikelserna därifrån bli så stora, att de gå nästan rakt mot E eller W.

Lateralskvalens utbredning, typer och förlopp kunna utöver redan diskuterade slutsatser ge följande upplysningar om isavsmältningen.

1) Lateralt smältvatten, vare sig i form av kantuppdämningar eller isälvar, synes icke kunna uppträda ovan firngränsen (Visser 1928, s. 183, Ahlmann 1935 a, s. 184, 1944, s. 649). Eftersom spår därav förekomma ända upp till de högsta topparna, måste ismassan redan då dessa framsmälte ha legat under denna nivå. Den var sålunda tidigt klimatologiskt död och behärskades av ablation. Däremot torde endast i undantagsfall eller mot slutet av utvecklingen verkligt dynamiskt döda ispartier funnits. Lateral dränering kan nämligen icke allmänt äga rum i en fullständigt stagnerad ismassa. Sprickor och klyftor stå i denna vanligen öppna, och smältvattnet avrinner en-subglacialt (Tarr 1909, s. 66, von Engeln 1911, s. 146, Flint 1930 a, s. 629, von Klebelsberg 1939, s. 41, Woldstedt 1939, Mannerfelt 1945, s. 16).

2) Eftersom lateralskval omöjligen kunna uppträda nedanför MG, utgöra de ett av de bästa kriterierna på denna nivå (Tanner 1915, s. 582, 645, 1930, s. 15, Lundqvist 1933, s. 520, Halden 1936, s. 54, von Post 1943, s. 7, 1948, s. 204, Gillberg 1948, s. 453, 1952, s. 76). Många gånger äro dock sådana icke utbildade ända ned till havsytan utan sluta på högre nivåer.

3) Då lateralskval överallt förekomma mellan olika issjönivåer samt ända ned till MG eller de lägsta issjöytorna, måste is hela tiden ha upptagit dalstråken. Avsmältningen har sålunda skett genom kontinuerlig uttunning, och issjöarna ha merendels varit marginala (Gillberg 1956). Genom att många skval varit avlopp för issjöar — ofta ned till lägre belägna sådana — kunna de ange rums- och tidsförhållandena dem emellan (Gillberg 1948, s. 453).

4) Som vid flera tillfällen diskuterats, kunna lateralskvalen användas för en uppskattning av isytans lutning (Tanner 1915, 1928, s. 16,

1934, s. 14, Holmsen 1918, G. Frödin 1925, s. 153, White 1932, Mannerfelt 1945, 1949). Blott de strängt laterala formerna synas emellertid ge mer tillförlitliga värden. Övriga typer äro mer eller mindre uteslutna, då de antingen bildats utanför iskanten, subglacialt eller sublateralt. För undersökningsområdets del kan denna fråga knappast besvaras, då endast två strängt laterala skval förekomma, och de erhållna värdena dessutom äro relativt olika (0,4 resp. 1,25 : 100). Försiktigtvis torde man endast kunna anta, att isytans lutning inom de centralare delarna sannolikt icke överstigit 1 : 100 (jfr Nansen 1890, G. Frödin 1915, s. 146, 1925, s. 154, White 1932, Meinardus 1934, Lobeck 1939, s. 287, Mannerfelt 1945, s. 142, 214, 1949, s. 198).

Issjöavlopp. Flertalet från andra områden beskrivna issjöavlopp äro betingade av passpunkter i terrängen (t. ex. Rich 1908, Sjögren 1909, Gavelin 1910, A. G. Högbom 1910, Munthe 1910, G. Frödin 1913, 1914, J. Frödin 1914, Holmsen 1915, Leverett-Taylor 1915, Waters 1933, Flint 1935, 1947, s. 163, 253, Nilsson 1937, 1939, 1942, 1953, Björnsson 1940). Många gånger synas t. o. m. issjöarnas förekomst och utbredning helt baserats på uppträdandet av sådana markerade, ofta torrlagda och inkonsekvent förlöpande avloppsdalar. Flera issjöstadier torde därigenom förbigåtts på grund av att inga tydliga spår av passpunktserosion observerats. Särskilt kan detta ha varit fallet, då endast ett fåtal meters nivåskillnad förelegat mellan olika issjöar, och dessa därför knappast kunna betingats av skilda avlopp.

På Grönland och Island förekommande små issjöar avtappas emellertid en-subglacialt (Koch-Wegener 1912, Thorarinsson 1939). Detta sker nästan årligen, och därefter fylles issjön ifråga ånyo upp till den förra nivån. Sådana intermittenta och delvis katastrofala tappningar ha säkerligen ofta ägt rum även från avsmältningstidens issjöar. I synnerhet borde detta varit vanligt vid marginala kantuppdämningar, för vilka isen själv fungerade som pasströskel. Endast i undantagsfall har emellertid lateral eller subglacial dränering diskuterats (Sjögren 1909, s. 180, Gavelin 1910, s. 21, G. Frödin 1915, Halden 1936, s. 27).

Inom undersökningsområdet synas de flesta issjöar haft laterala eller subglaciala avlopp. Många, kanske flertalet lateralskval torde sålunda ha uppkommit vid dylika tappningar (jfr ovan). När de utbildats inom själva issjöområdet, gå de, oftast i form av blockforsar, vanligen i vinkel från strandplanet (jfr fig. 4); ha de utvecklats vid själva dämmet, kan ibland — sannolikt genom bakåtskridande erosion — en kortare ränna ha utformats i strandplanets längsriktning (fig. 6). I många fall uppträda dylika skval på flera ställen från samma issjönivå. Detta visar säkerligen, att intermittenta sänkningar försiggått flera gånger, och att smältvatten ånyo fyllt de marginala rummen, innan

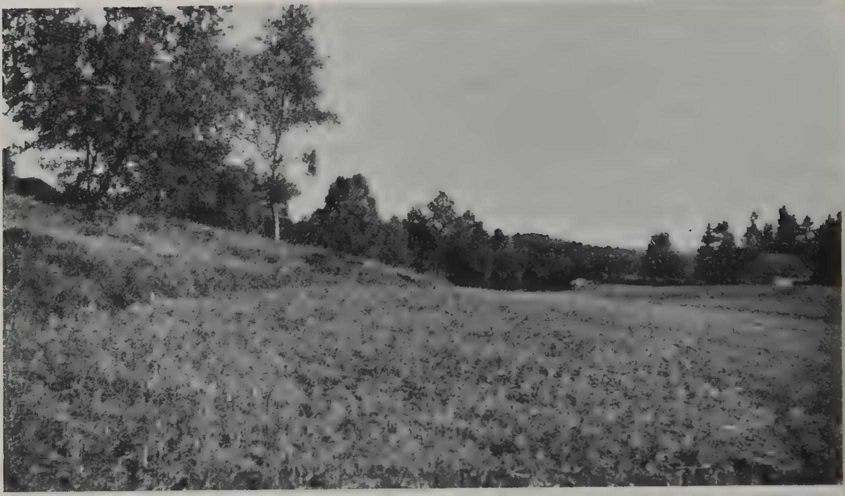


Foto förf.

Fig. 6. Issjöterrass med en på planet nederoderad ränna. Den senare fortsätter som en subglacial blockfors, vars början skymtar i bakgrunden. Skänstad, NW om Dannike kyrka.

Shore terrace of a temporary glacial lake, the drainage of which has taken place through a subglacial boulder-chute. The latter, which is seen in the background, begins as a shallow channel in the shore plane. Skänstad, NW of Dannike Church.

isytan genom uttunningen intagit en lägre nivå och därmed ett nytt issjöstadium uppstått. Men det framhäver troligen också, att issjöarna kanske icke alltid varit så sammanhängande som synes framgå av diagramframställningarna utan att de varit uppdelade i flera mer eller mindre fristående partier på samma höjd.

Verkligt markerade och skarpt framträdande avlopp eller sådana som betingats av passpunkter i terrängen saknas icke helt. Bland dem förtjäna följande en närmare beskrivning.

1) Utmed Nossadalens västra sida finns ett helt system av västligt riktade rännor. Eftersom de mot N utgå från allt lägre nivåer, kunna de uppfattas som terrängbetingade passpunktsavlopp, trots att de börja på relativt plan mark. Samtliga rännor äro nedskurna i morän, och särskilt i bottnen äro de starkt blockiga och steniga. Även vid utgåendet är moränen barspolad och övergår successivt i rännorna medelst relativt flacka blockforsar. Dessa partier kunna möjligen vara subglaciala och uppstått genom bakåtskridande erosion. I övrigt ha rännorna utbildats i fritt älvlopp. Några ackumulationer vid mynningarna i västligare belägna issjöar ha icke påträffats.

De sydligaste rännorna ligga S om Ljung och utgöras av fyra, mer

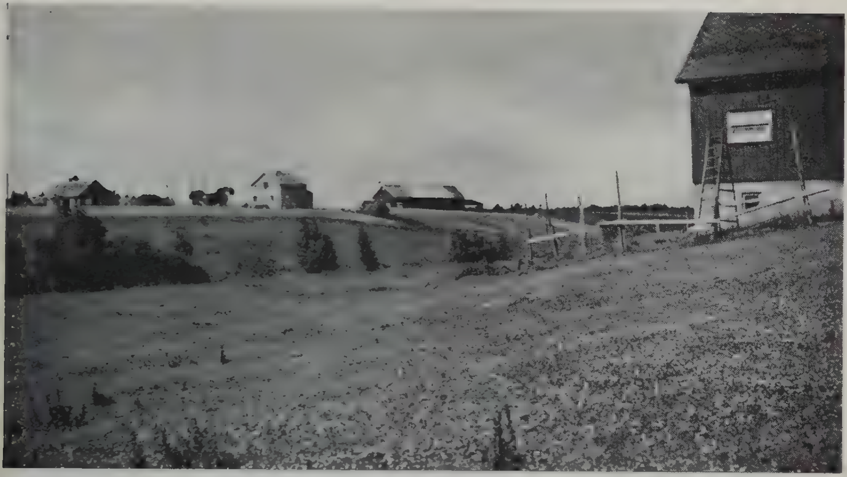


Foto förf.

Fig. 7. Extralateral avloppsränna. Ljung (2).
Extralateral outlet-channel. Ljung (2).

flacka och korta sådana (1) samt en något längre och djupare (2) (fig. 7). Följande fyra rännor äro belägna mellan Lyckemad och Björke (3). Barspolning och antydan till nedskärning i moränen är märkbar ända fram till Nossadalen. Nära norra dalspetsen finnas vid Trollebo (4) tre blockiga rännor, som börja direkt från issjöterrasserna och därför sannolikt äro delvis laterala. Den sista rännan ligger vid Bergagärde (5) och mynnar vid MG.

2) Områdets vackraste och mest framträdande avloppssystem förekommer på tre utskjutande moränhöjder på södra sidan av Varnumsdalen. Västligast finnas vid Bondarp sex markerade, delvis anastomerande rännor (10) (Sandegren 1918). Den översta är övervägande en ensidig skvalterrass, de fem övriga utgöras av ända till 30 m djupa, särskilt i bottnen blockiga rännor (fig. 8). Samtliga börja med allmän barspolning av moränen men betingas delvis även av bergtrösklar. På flera ställen i rännorna har berggrunden nederoderats, så att ett par m höga fall utbildats. Denna kraftiga erosion beror sannolikt på dels att ursprungliga sprickzoner funnits (Sandegren 1918, s. 511), dels att dessa avlopp varit i bruk relativt lång tid och avbördat vatten från flera stadier. Åtminstone de nedersta delarna torde vara subglaciala. Mynningarna äro tvära, och icke heller här förekomma några ackumulationer.

På grund av terrängförhållandena uppdelades issjösystemet i Toarpsdalen så småningom i en västlig resp. östlig del. Den senare fick först

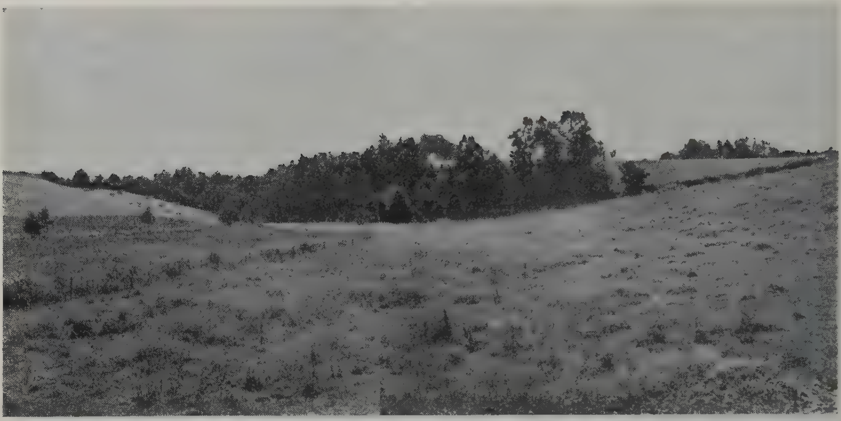


Foto förf.

Fig. 8. Den fjärde av de laterala-subglaciala avloppsrännorna vid Bondarp (10).
The fourth lateral-subglacial outlet-channel at Bondarp (10).

avlopp över moräntröskeln W om Falskog, där en tydlig ehuru ej så djup ränna utskurits (11) (Sandegren 1918, s. 518). De sista öststadierna avrunno mot N utefter höjdpartiet N om Rångedala kyrka (12). Korta rännor och blockforsar samt mot Finnekumla allmän barspolning utmärka dessa avlopp. Vid deras mynningar ha korta slukåsar utbildats (Gillberg 1956).

Det tredje avloppssystemet ligger på dalsluttningen E om Mellsjön (13). På grund av terrängens branthet ha emellertid rännor utskurits endast vid övergången till dalbottnen. I övrigt är moränsluttningen ett rent blockkaos av dels frispolat, dels ditfört material. Nästan strängformade anhopningar av block förekomma. Sannolikt ha både kontinuerlig avvattning och katastrofala tappningar ägt rum. Om detta skett lateralt eller subglacialt är svårt att avgöra, då inga distinkta former utbildats.

3) Från St. Hålsjöbassängen utgå mot SW ned till Bårredsjön två smala sprickdalar. Vid deras sydände har ett markerat, övervägande passpunktsbetingat avloppsområde uteroderats av vatten från issjöar N härom (27) (Gillberg 1948, s. 468). De äldsta formerna utgöras av flera skval längs västra dalsidan, av vilka det mest framträdande är en relativt grund men starkt blockig ränna med ett kort fall vid distaländen. Då detta avlopp började användas, kvarlåg alltså is och framtvingade lateral dränering. Sedan den bortsmält, kunde erosionen sätta in på själva dalbottnen. Där har ett mycket sammanträngt men kraftigt vattenpåverkat fallkomplex utbildats med flera korta, kanjon-

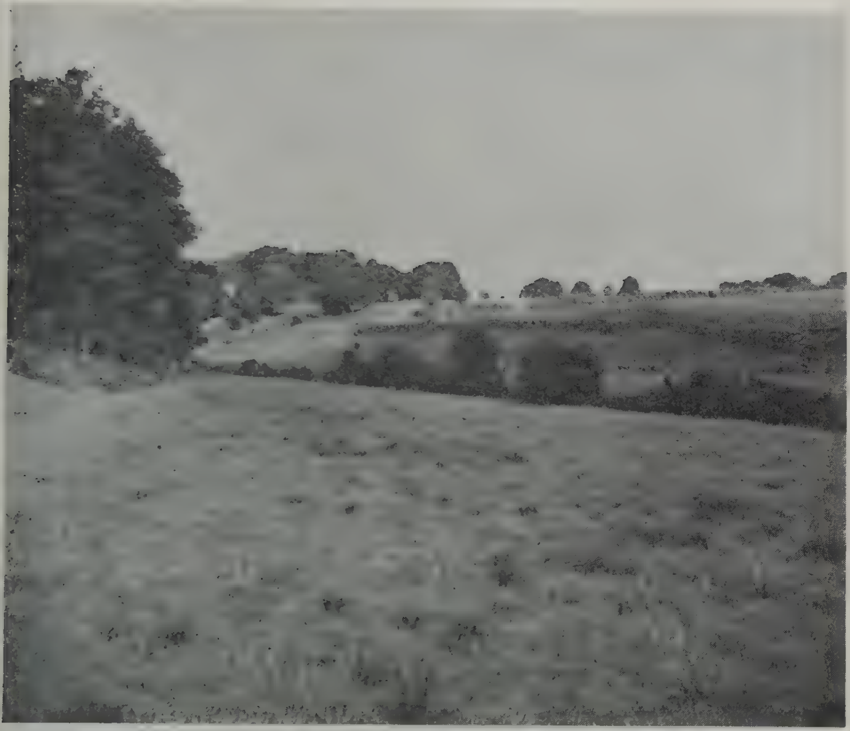


Fig. 9. Fri avloppsränna vid Axelsås (9). Foto förf.
Outlet-channel at Axelsås (9).

artade forspartier. Nedanför vart och ett av dem förekomma kolkmossar, och vid yttre mynningen har ett mindre issjödelta uppbyggts (Gillberg 1956).

4) Strax S om Rydboholm (18) har ett liknande, av morän och bergströsklar betingat fallområde uppkommit på Viskadalens östra sida. Även här har is tilltäppt själva dalen, så att avloppsvattnet måste pressats fram extralateralt. Tre, 20—30 m breda, blockiga rännor ha uteroderats, och dessutom uppträda två döda fall. Både kolkmossar och ett mindre delta vid yttre mynningen äro utbildade.

5) Övriga mer anmärkningsvärda avlopp äro enhetligare till formen men de representera mycket skilda typer.

På nordsluttningen av drumlinen vid Eriksberg har en mot NW riktad, grund och blockig ränna utskurits av issjövatten från E (6). Den är delvis passpunktsbetingad men har säkerligen börjat lateralt eller subglacialt. En likartad men något slingrande och över 20 m bred ränna leder från sjön Grosken mot S ned till lägsta issjöplanet vid Axelsås (9) (fig. 9). Den är passpunktsanlagd och har i hela sin längd utformats i fritt älvlopp. NE om Kinnarumma kyrka har på Häggådalens östra sida vatten från issjöar inom Frisjöområdet utskurit en markerad ränna med korta blockforsar (33) (Gillberg 1945, s. 459). Isen låg sannolikt mycket nära dalsluttningen, och dessutom torde detta avlopp varit i bruk en längre tid. Lateralerosionen har nämligen verkat så kraftigt, att ett par m höga längsryggar utbildats ut mot dalen (jfr Logan 1945). Vid rännans mynning, som utgöres av en barspolad brant, har vattnet avrunnit englacialt. Bland övriga avloppsrännor kan också nämnas en på sluttningen S om Torestorp kyrka (40). Den är proximalt mycket smal för att sedan tillta i bredd mot mynningen. Övervägande är den utskuren i morän men berget har blottlagts på en kort sträcka. Den avslutas med blockforsar ned till en lägre issjöyta men kraftig barspolning är märkbar långt nedanför denna.

Vid Iglaholmen S om sjön Sandsken förekomma på östra dalsidan ett par moränblockforsar (8) (jfr fig. 4). Avloppet har börjat som allmän översilning men sedan snabbt koncentrerats till vissa punkter. Terrängen mellan och omkring fallen är till stor del ett blockkaos. Nedanför mynningarna finnas små grus-sandackumulationer. Vid Halsaryd S om Dalsjöfors börjar därvarande avlopp som en delvis mot berg utskuren, ensidig skvalterrass mot SW (23). Det fortsätter med ett markerat, 7 m högt fall ned till en kolkmosse, varefter en blockig, något slingrande forsränna vidtar mot E. Vid dess mynning ligger en torvmark med göl. Denna synes dock icke vara ett nytt kolkområde, ty den blott en halvmeter därunder liggande botten består av block och grus. Närmast torde detta parti vara en deltabildning med översilningstorv. Vid Rosendal i Häggådalens inre del är också ett av korta, flacka rännor och branta blockforsar utbildat avloppsområde beläget (19). De upphöra alla mycket tvärt, och vattnet torde sålunda först ha runnit extralateralt sedan englacialt.

På Hålsjödalens branta nordsida E om Hyssna har ett helt system av olika avlopp utformats (24—25) (Gillberg 1948). Längst i W finnas endast sublaterala skval. Vid Backa ha issjöarna avrunnit extralateralt över skilda bergströsklar, så att fyra korta fall och kanjons uppstått. De utmynna vid lägre issjöterrasser, och på en lokal har i skyddat läge ett mindre delta avsatts (Gillberg 1956). Vid sjöns västände framgår en delvis i Hyssnadeltat nedskuren extralateral ränna (jfr ovan). Längre mot E förekommer en brant forsränna, som tvärt dyker ned för sluttningen men upphör efter blott ett par m i form av en större blockanhopning. Detta fall torde vara en slukhålsbildning. Än östligare finnas tre korta, rakt ned mot sjön (MG) riktade blockforsar, som närmast äro passpunktsbetingade.

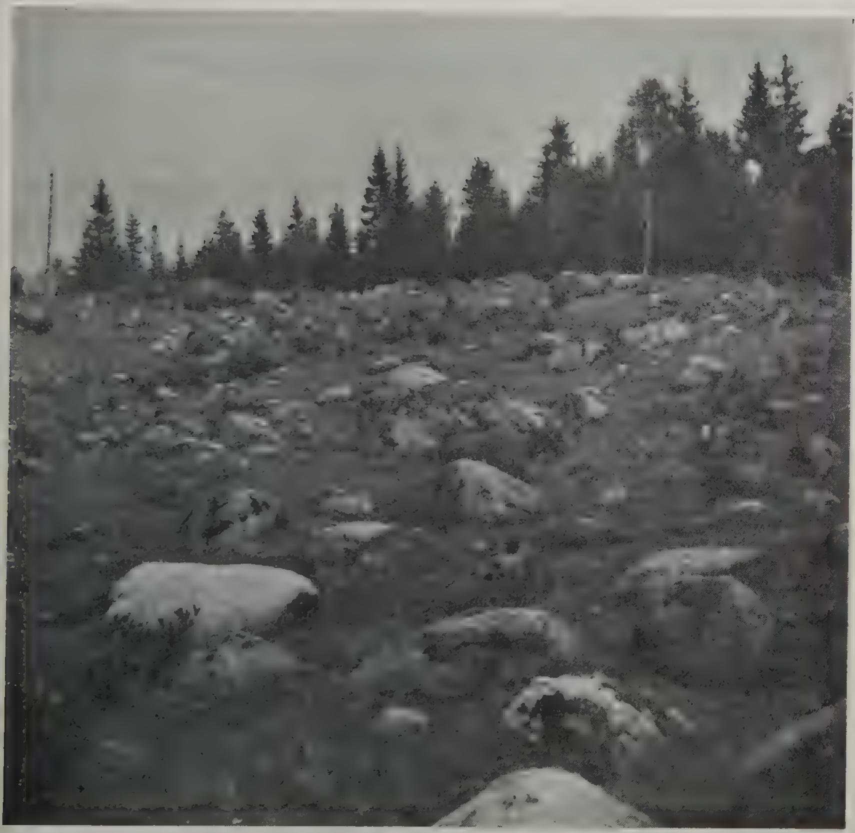


Foto förf.

Fig. 10. Av subglacialt issjöavlopp barspolad moränsluttning. W om Brunns kyrka (15). *Valley slope composed of till, where all finer material has been washed away and the boulders have been exposed by a subglacial outlet of a temporary glacial lake. W of Brunn Church (15).*

Från Surtadalen har ned till Lygnern över passet vid Edared flera issjöar avrunnit (36) (Gillberg 1948, s. 448, 473). De övre avloppen äro ensidiga skval, som avslutas med allmän överspolning. Endast en kort sträcka torde sålunda vattnet flutit lateralt för att sedan framgå subglacialt. När isen frilagt själva passet, utbildades en verklig ränna, delvis kanjonartad och med blockforsar. Vid mynningen har proximalt grovt material ackumulerats i sprickor, distalt Tostaredsdeltat uppbyggts (Gillberg 1956).

På sluttningen S om sjön Sandsken har längs med i dalen liggande is ett markerat fallområde uteroderats (7). Det börjar med två kanjonrännor, som efter blott ett tiotal m tvärt upphöra. Branten nedanför är kraftigt spolad men blockforsar och fall uppträda först nere vid

Stensjön. Vattnet har sålunda först runnit (extra)lateralt sedan subglacialt men endast mot bottnen av branten har en viss koncentrering kommit till stånd.

Det sista exemplet på issjöavlopp är från den branta nordsidan av höjdområdet mellan sjöarna Tolken och Åsunden (15). Vattnet har avrunnit mot E och synbarligen i sin helhet subglacialt. Inga rännor eller forsar förekomma utan moränen är inom en höjdzon av över 20 m enbart barspolad (fig. 10).

Strandlinjer. Eftersom förekommande strandlinjer ge upplysning om forna issjöar eller havsnivåer och därmed också om isavsmältningens och landhöjningens förlopp, är bland de viktigaste problemen icke blott varje forms uppkomst utan även i vilken relation den stått till ifrågavarande vattenyta. För att så invändningsfritt som möjligt kunna fastställa issjöarnas utbredning samt de skilda isobasytornas gradienter måste strandlinjemätningarna ske med största noggrannhet.

Genom att området har så starkt bruten relief, har det varit nödvändigt att uppta ett mycket stort antal profiler. De uppgå till icke mindre än 1 968 st.[1] I allmänhet ha de förlagts med ett mellanrum av ungefär 400—600 m men där så synts erforderligt, har en förtätning gjorts. Minst två profiler ha uppmätts på varje höjdplatås högsta delar. Likaså ha alltid sådana partier besökts, där avlopp varit möjliga, t. ex. utskjutande delar av dalsidorna eller terrängbetingade passområden. Issjöarnas utbredning och omfattning samt åtminstone flertalet avlopp torde därför vara relativt väl kända.

För att kunna konstruera säkra gradienter fordras att strandlinjemätningarna äro så exakta och felmarginalen så ringa som möjligt. Det hade därför varit önskvärt, att alla mätningar hade utförts med tubnivellering (jfr Tanner 1930, s. 34, von Post 1938, s. 440). Då antalet profiler är så stort, hade detta emellertid kommit att utsträcka fältarbetena över alltför lång tid. Jag har därför i stället övervägande använt aneroidbarometer. Samtliga profiler ha först uppmätts med detta instrument. Därefter ha provisoriska diagram uppgjorts, så att de skilda issjöytornas omfattning och gradienter någorlunda klart framträtt. Delvis på grundval av dem ha sedan de profiler utvalts, vilka borde tubnivelleras. Två, ibland tre förhållanden ha därvid varit utslagsgivande. I första hand ha sådana avvägningslinjer kommit ifråga, vilka äro belägna nära issjöarnas ändpunkter samt några inom deras centralare delar. Dessa tubvärden ha sedan använts som baspunkter vid gradientkonstrueringen. För det andra ha sådana profiler valts, längs vilka strandlinjerna äro klart framträdande och väl utvecklade. I görligaste mån ha dessutom närheten till fixpunkter eller andra tubavvägda lokaler varit avgörande för att om möjligt nedbringa mätningstiden.

---

[1] I verkligheten är antalet ännu större, ty sådana längs vilka inga issjöstrandlinjer ha påträffats, ha icke inräknats i denna nummerserie.

Då barometerns tillförlitlighet och de genom denna metod erhållna värdenas exakthet i många fall ifrågasättas, är det nödvändigt att närmare diskutera tillvägagångssättet vid dessa bestämningar (jfr Gillberg 1945, s. 442, 1948, s. 453, 1952, s. 83). Detta så mycket mer som jag delvis har en avvikande uppfattning mot tidigare beskrivningar av denna metod och dess tillämpningar (t. ex. Santesson 1931). För att nedbringa osäkerheten och felkällorna till minsta omfattning, anser jag tre synpunkter vara att beakta.

För det första måste mätinstrumentet icke blott vara fullt justerat utan även så noggrant som möjligt känt av användaren. Varje barometer synes nämligen ofta ha sina egenheter. Dessa framgå givetvis så småningom men för att om möjligt tidigt kunna undvika därav beroende felmätningar, är det mycket lämpligt att före fältarbetenas påbörjande göra kontrollavvägningar av kända höjdpunkter och under olika väderleksförhållanden. Dessutom bör(a) samma instrument användas under en och samma undersökning. Bl. a. är att beakta, att ett visst tröghetsmoment alltid synes föreligga. Vid snabb förflyttning nedför en sluttning kan sålunda först efter en stund full inställning erhållas. Flera mätningar med full arretering emellan måste alltid göras.

Beträffande väderlekens betydelse kan följande framhållas. En jämnmulen, lugn dag synes utmärkas av de minsta lufttrycksförändringarna. Även vid konstant regn äro förhållandena likartade. Under klara, varma dagar uppträda alltid tryckvariationer, dels vid ungefär den hetaste tiden (mellan kl. 13—14), dels vid övergången till kväll (omkring kl. 18). Under starkt blåsiga dagar samt vid åskväder äro barometeravvägningar fullständigt omöjliga. Tryckförändringar ske då alltför ofta och äro alltför lokala. Värmeförhållandena äro sålunda något avgörande (jfr Santesson 1931) men variationsbetydelsen synes i regel vara så ringa och så lätt iakttagbar, att en uppmätning av temperaturen vid varje bestämning knappast är nödvändig.

För att få en viss kontroll på tryckförändringarna har användandet av barograf ansetts lämpligt (Santesson 1931). Den skulle då vara placerad i huvudkvarteret. Jag har emellertid helt uteslutit detta instrument, ty inom resp. arbetsområde kanske flera mil därifrån kunna tryckförhållandena vara betydligt annorlunda. Framför allt gäller detta inom starkt bruten terräng, där sådana förändringar ofta äro mycket tillfälliga eller lokala. För att i görligaste mån eliminera denna felkälla, har i stället följande tillvägagångssätt visat sig lämpligt. Redan bestämda höjdpunkter ha avvägts så ofta som möjligt. Detta betyder icke blott att en kontroll alltid skett, då sådana påträffats utan även att högst 2—3 timmar fått förflyta mellan två dylika bestämningar. Användbara kontrollvärden ha främst varit de i terrängen utmärkta fixarna men också de nivellerade punkter, som anges med en decimal. Dessa senare äro nämligen i regel upptagna på lokaler, där höjddifferenserna äro små eller deras placering lätt kan fastslås. Sjöarnas höjdsiffror ha kunnat användas men först efter kontroll genom tubnivellering eller att inga vattenståndsförändringar ägt rum. Likaså ha egna tubbestämda punkter tagits till hjälp förutsatt att de tydligt utmärkts. På kartan angivna barometersiffror ha däremot visat sig mycket osäkra. Många äro visserligen justa eller uppvisa endast en differens på någon m men ett relativt stort antal äro fullständigt felaktiga.

På detta sätt ha barometeravvägningarna kommit att uppdelas i mindre grupper mellan varje kontroll. Lufttrycksförändringar äro därigenom mycket lättare synliga, och justeringar behöva icke göras för hela arbetsperioden utan blott för mindre delpartier. Genom att dessutom alla profiler alltid börjats och avslutats vid samma punkt, ha de instängts inom mycket snäva gränser. Om möjligt ha de även dubbelavvägts, d. v. s. i både upp- och nedstigande serie (jfr Tanner 1930, s. 34). Vanligen ha därvid skilda vägar valts, och i regel minst två, ofta flera bestämningar gjorts på samma strandlinje. Av de så erhållna värdena ha medeltal uträknats, vilka reducerats till hel- och halvmeter. Fullständigheten har på detta sätt blivit mycket större. Längs en profil kunna ibland vissa strandnivåer saknas eller vara diffust utbildade. 50—100 m vid sidan om kunna de emellertid påträffas eller vara skarpt utformade. Dessutom framträda bl. a. spolningszonerna och vissa hak mycket olika, om man går uppför eller nedför en sluttning.

Om ovanstående försiktighetsåtgärder vidtagits, torde verkligen barometeravvägningar kunna ge mycket tillförlitliga värden (jfr Bergsten 1943, s. 188). Felmarginalen synes mera sällan uppgå till mer än ± 1 m — i många fall t. o. m. icke mer än ± 1/2 m. Detta har bl. a. kunnat konstateras vid de efterföljande tubmätningarna. Endast enstaka punkter i alla dubbelnivellerade profiler ha uppvisat större avvikelser.

Ett fel på 1/2—1 m kan dock synas stort, särskilt som flera strandlinjeforskare ansett, att det ej bör uppgå till mer än c:a 0,2 m (Tanner 1930, von Post 1938). Men det torde kunna ifrågasättas, om det verkligen går att uppnå denna precision ens med tubavvägningar. Förutom att man alltid måste vara konsekvent i bestämmandet av den forna vattenytans läge, föreligger även ett felmoment i strandlinjernas egen natur. Redan tidigare har jag framhållit, att MG snarast bör uppfattas som en zon och icke som en mer bestämd linje (Gillberg 1952, s. 83). Detta gäller emellertid sannolikt samtliga strandnivåer. Höjd-värdena böra därför icke uttryckas annat än med hel- eller halvmeter. Detta betyder med andra ord, att barometern i många fall och inom lämpliga områden är fullt användbar och ger tillräckligt säkra bestämningar. Tubnivelleringar måste dock alltid utföras i stor utsträckning för att erhålla baspunkter för gradientkonstruktionerna.[1]

Olika strandnivåer uppdelas vanligen i ackumulations- och erosionsstrandlinjer (t. ex. Sjögren 1909, Gavelin 1910, G. Frödin 1913, J. Frödin 1914, Holmsen 1915, Halden 1936, Bergsten 1943). Till den förra gruppen ha i regel endast hänförts glacifluviala deltaplan samt terrasser och plan av issjösediment. Med strikt genomförd nomenklatur böra emellertid också två andra bildningar innefattas i detta begrepp. Strandvallar äro klart ackumulerade element, även om materialet ursprungligen uppkommit genom abrasion. Detsamma gäller till erosionsterrasserna anslutna yttre ackumulationsplan, vilka utbyggts av lösbrutet material från de inre strandpartierna.

Ingen av dessa former har emellertid inom området någon större betydelse. Strandvallar saknas men det är knappast förvånansvärt, eftersom de flesta issjöarna voro marginala. Varken vågor eller strömmar torde där haft tillräcklig kraft att uppkasta verkliga vallar. Som indikatorer på forna vattenytor äro de för övrigt föga tillförlitliga (Tanner 1930, s. 30, Bergsten 1943, s. 191), ty alltefter exponering, underlagets lutning, tillgång på material motsvaras den egentliga strandnivån än av foten, än av toppen, än av något parti däremellan.

Även yttre ackumulationsterrasser synas saknas, sannolikt beroende på att underlagets lutning vanligen var för stor för att en avsättning upp till vattenytan skulle kunna äga rum. Visserligen förekomma i ett par fall tydliga ackumulationer nära anslutna till innanför belägna erosionsnivåer (Gillberg 1945, s. 446) men både av läget, sammansättningen och skiktningen att döma måste detta material betraktas som sekundärt nedspolningssediment. Det ligger nämligen lägre än den egentliga erosionsstrandens ytterkant, och stratigrafiskt utmärkes det av allt grövre kornstorlekar mot ytan. Med abrasionsterrasser förbundna och samtidigt uppkomna ackumulationspartier synas normalt ha en mot denna omvänd lagerserie (Ahlmann 1914, s. 23). Vid bestämningar av fornstränder torde icke heller denna form ange den exakta vattenytans läge utan alltid ligga ett par m därunder. Någon avsättning ovan det djup, till vilket vågor och strömmar nått ned, är knappast tänkbar (Ahlmann 1914, s. 18).

Beträffande övriga issjösediment, har deras utbredning och morfologi redan behandlats (Gillberg 1956). Här behöver därför endast deras betydelse för uppskattningen av strandens läge diskuteras. I detta sammanhang avser jag emellertid blott primära och av abrasionen orörda ackumulationsytor. De som påverkats av senare ytdestruering hänföras till abrasionsnivåerna. På grund av denna indelning bortfalla nästan samtliga hithörande former. Både dalfyllnaderna och bottensedimenten ha i regel abraderade topplan. Återstå därför blott de tre glacifluviala issjödeltana samt de på dalsidorna belägna nedspolningssedimenten. De förra ligga markant under motsvarande erosionsnivå, och de senares toppytor motsvara sällan någon egentlig issjöyta. Även i de fall, då klapper, d. v. s. en tydlig strandbildning, avslutar den uppåt, understiger höjden klart de omgivande erosionsstrandlinjernas.

---

[1] För detta ändamål säkraste tillvägagångssättet är givetvis att på skilda sträckor tubavväga olika strandlinjer i horisontalled (von Post 1938). Detta är dock i regel för tidsödande för att kunna utföras annat än på enstaka, särskilt markerade eller betydelsefulla nivåer.

Ackumulationsnivåernas betydelse är sålunda mycket ringa. Kanske mer än inom många andra issjöområden dominera i stället de erosiva formerna (Gillberg 1945, 1948). Deras utbildning i skilda miljöer kan därför relativt väl studeras.

Som framgick under de första fältarbetena, kunde ur morfologisk synpunkt flera olika strandlinjeformer urskiljas (Gillberg 1945, s. 445). Den indelning som jag sedan genomförde (Gillberg 1948, s. 456), har i princip visat sig tillämplig inom hela området. En noggrannare differentiering har dock blivit nödvändig, varför nu följande typer kunna uppställas (jfr Asklund 1935, s. 22).

1) Inget strandplan utbildat
   a. i lösa jordlager = svallzon
   b. i berggrunden = frostsprängningsnivå

2) Strandplanet smalare än 1 m
   a. utan eller med blott enstaka block = (rena) hak
   b. med blockanrikning i form av blockgördlar = blockhak

3) Strandplanet bredare än 1 m
   a. 1—10 m brett = smal terrass
   b. 10—25 m brett = medelstor terrass
   c. 25—50 m brett = bred terrass
   d. över 50 m brett = plan

Som synes utgör detta en kontinuerlig serie från mer embryonala till fullt utbildade strandlinjer. Nästan alla former förekomma oavsett underlagets beskaffenhet men alltefter dess variation äro nivåernas utveckling och fördelning mycket olika.

Då berggrunden sällan är blottad i större omfattning, äro bergsstrandlinjer icke allmänna. Vanligast är att mindre hällar ingå som delar av moränstrandlinjer, oftast i haket (fig. 11, jfr fig. 21). En viss skillnad

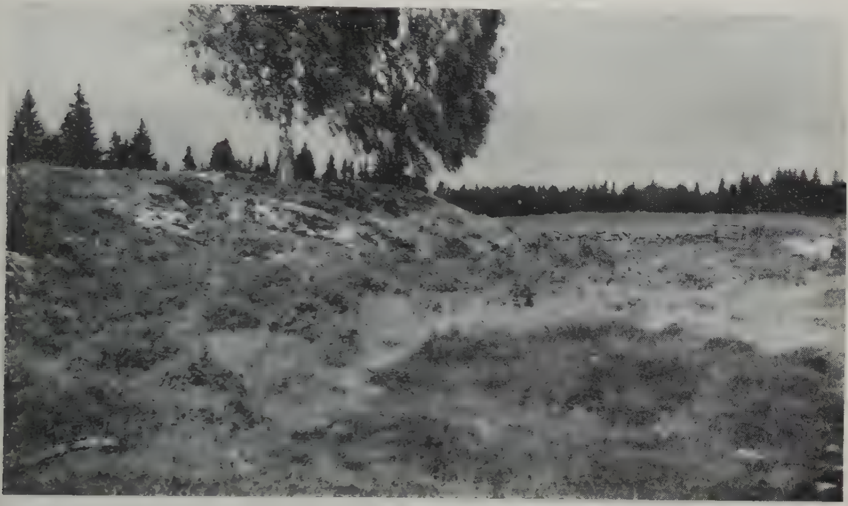


Foto förf.

Fig. 11. Medelstor moränterrass, utbildad mot frispolad platåhäll. Baggebol, E om Ornungasjön.
Medium-sized wave-cut terrace in till. The abrasion has exposed a large rock near the notch. Baggebol, E of Lake Ornungasjön.

föreligger dock, om de ursprungligen varit täckta av morän eller från början varit blottade. I det förra fallet ha de först så småningom frilagts av abrasionen, och någon annan inverkan än barspolning är då icke märkbar. När däremot moränterrasser utskurits mot fria bergbranter, har även på dessa en tydlig destruering påbörjats i form av mer eller mindre kraftig frostsprängning (Gillberg 1945, s. 447, 1948, s. 456).

De egentliga bergsstrandlinjerna äro av tre typer. I enstaka fall ha på relativt branta sluttningar en smal bergszon barspolats, medan det tunna moräntäcket kvarligger i övrigt. Endast svag antydan till frostsprängning är synlig. Den vanligaste formen utgöres av tydliga frostsprängningsnivåer (Gillberg 1948, s. 456, jfr även Björnsson 1940, s. 52). Under dåvarande klimatiska förhållanden voro säkerligen förutsättningarna för en kraftig mekanisk vittring mycket stora, särskilt i anslutning till issjöytorna (Gillberg 1955). Då det uppdämda smältvattnet i regel sänktes etappvis och snabbt intog lägre nivåer, kunna mellanliggande partier av berggrunden vara nästan helt orörda. På vissa lokaler framträda därför frostsprängningsnivåerna mycket skarpt som enheter sett. Det exakta läget av strandzonen är emellertid svårbestämbart, då den mekaniska påverkan även varit beroende av berggrundens beskaffenhet. Alltefter varierande strykning och stupning ha de ursprungliga sprickorna varit riktade på mycket skilda sätt, vari-

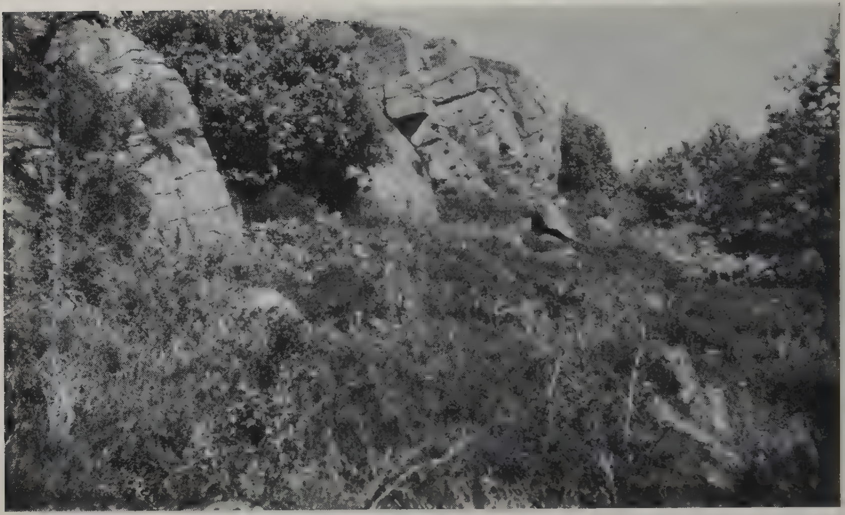


Foto förf.

Fig. 12. Bergterrass av arktisk typ. Gässlösa, S om Borås.
Arctic type of shore terrace in bedrock (shore-ledge). Gässlösa, S of the town of Borås.

genom frostsprängningen kommit att verka ibland mer vågrätt, ibland endast ovanför vattenytan, ibland också under denna. Dessa strandlinjer ha därför mycket skiftande omfattning i vertikalled (Björnsson 1940, s. 52).

Frostsprängning har emellertid synbarligen ägt rum icke enbart vid stränderna utan överallt där lämplig berggrund funnits. Mycket ofta synas därför frostsprängningsnivåer utbildade, vilka icke ha någon motsvarighet inom omgivande moränterräng. Sådana falska strandlinjer ha påträffats på flera lokaler. På grund av förekomsten av sådana ha om möjligt större bergsområden undvikits vid strandlinjemätningarna.

Förekommande bergsterrasser (två lokaler inom issjöområdet, flera inom yttre Viskadalens marina terräng, von Post 1938, s. 439) synas ha uppkommit på liknande sätt som de av Nansen (1922, s. 28) beskrivna arktiska formerna. Sedan ett hak utbildats genom vågornas inverkan, har den fortsatta utformningen övervägande skett genom frostsprängning (jfr Blytt 1881, Schiøtz 1894, s. 17, B. Högbom 1914, s. 294, Rekstad 1915, Vogt 1918, s. 109, Tanner 1930, s. 21, 26, Asklund 1935, s. 18). Perenn snö har kommit att kvarligga i denna inskärning. Den har så övergått till is men omväxlande töande och återfrysning ha ägt rum.[1] Terrasshaket har därigenom successivt flyttats

---

[1] Sött vatten synes lämpa sig bättre än salt vid denna process, ty övergången till is sker snabbare och dess sprängningsverkan blir därför större (Schiøtz 1894, s. 17, Nansen 1922, s. 30).

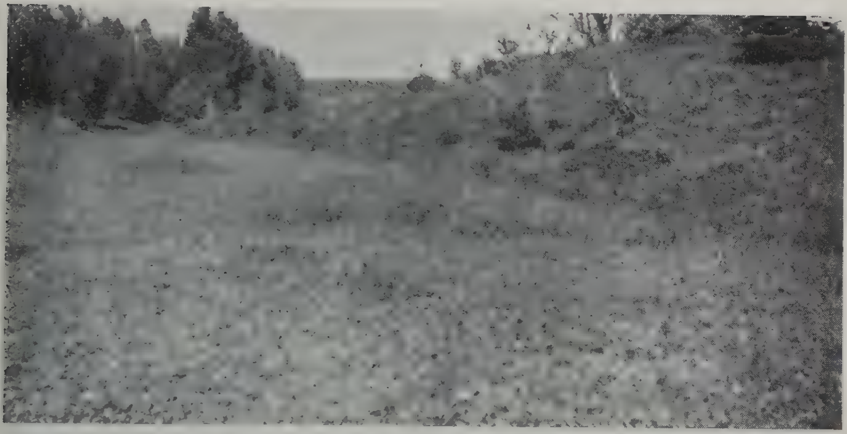


Foto förf.

Fig. 13. Smal terrass i glacifluvialt material, utskuren mot kamerygg. Haga, S om Redslareds kyrka.
A narrow wave-cut terrace in stratified drift, developed in a kame. Haga, S of Redslared Church.

inåt men också fördjupats. Förutom genom primärt stark sprickighet har denna process underlättats av snett inåt—nedåt riktad stupning (Tanner 1930, s. 21). Det lösbrutna materialet har delvis bortförts av överspolande vågor men en del kvarligger in situ. På grund av denna utveckling äro de arktiska bergsterrasserna mycket ojämna och slutta vanligen snett inåt (Vogt 1918, s. 108, Tanner 1930, s. 21) (fig. 12). Varken den uppstickande ytterkanten eller det urgröpta haket synas motsvara den forna vattenlinjen.

Förutom att en lämplig berggrund underlättat denna process, har tydligen ett arktiskt klimat varit nödvändigt (Blytt 1881, Vogt 1918, s. 113, Nansen 1922, s. 30). Detta har synbarligen varit fallet under issjötiden samt vid havet under äldre gotiglacial tid. Mot slutet av denna period synas däremot de klimatiska betingelserna icke ha varit uppfyllda, ty trots mångenstädes lämplig berggrund ha inga bergsterrasser utbildats längre in i den senkvartära Viskafjorden.

De i glacifluviala avlagringar och issjösediment utskurna strandlinjerna utgöras merendels av tydliga terrasser (Gillberg 1945, s. 446) (fig. 13). Strandplanen äro mycket jämna och slutta helt obetydligt mot ytterkanten. På åsar, kames samt dal- och bottensediment äro de sällan över 10 m breda. De senares abraderade toppytor kunna däremot ha en bredd av upp till 40 m (Gillberg 1956). Om undulation förekommer på planen, är det oftast en grund, längsgående svacka nära haket (Gillberg 1945, s. 446). Någon primär företeelse torde detta knappast vara

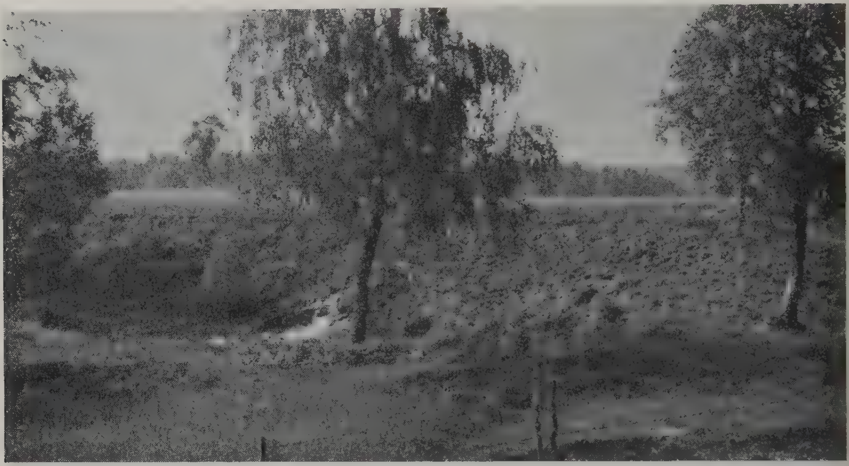


Foto förf.

Fig. 14. Planabraderad bred kame. Apelnäs, E om Roasjö kyrka.
Top-abraded, broad kame. Apelnäs, E of Roasjö Church.

utan sådana ha säkerligen uppkommit genom sekundär inverkan av nedsilande regnvatten eller framsipprande grundvatten. En svag ansats till jordflytning har sålunda ägt rum. I enstaka fall bli dessa svackor mot mynningarna vid terrassidan allt bredare och djupare, d. v. s. början till ravinbildning. Haket är vanligen kraftigt avrundat, så att planet sakta stiger upp mot den branta brinken. Icke heller detta torde vara ett primärt drag utan haket har troligen från början varit mycket skarpt. Genom ras har det senare utjämnats (Gillberg 1945, s. 446). Om materialet innehåller sten i större mängd, har klapper sporadiskt bildats.

Endast på långsidorna av branta ås- och kamesryggar ha förekommande strandlinjer ett annat utseende. Där äro de mycket svagt utbildade i form av föga markerade hak. Ibland saknas de t. o. m. helt. Delvis torde detta bero på att inga bränningar uppstått, delvis på att ras på grund av sidornas branthet och materialets disposition att inta en viss rasvinkel ideligen inträffat under abrasionen. Denna process har därför mer eller mindre avbrutits, och några terrasser ha aldrig kunnat fullbordas.

När åsar och kames legat någon eller högst ett par m under en viss issjöyta, har abrasionen alltefter deras primära form verkat på olika sätt. Smala längsryggar ha vanligen erhållit en avrundad överyta, medan kortare och bredare kullar nästan helt avplanats (fig. 14). De senare ha i regel svagt sluttande yta, antingen från två sidor till en punkt

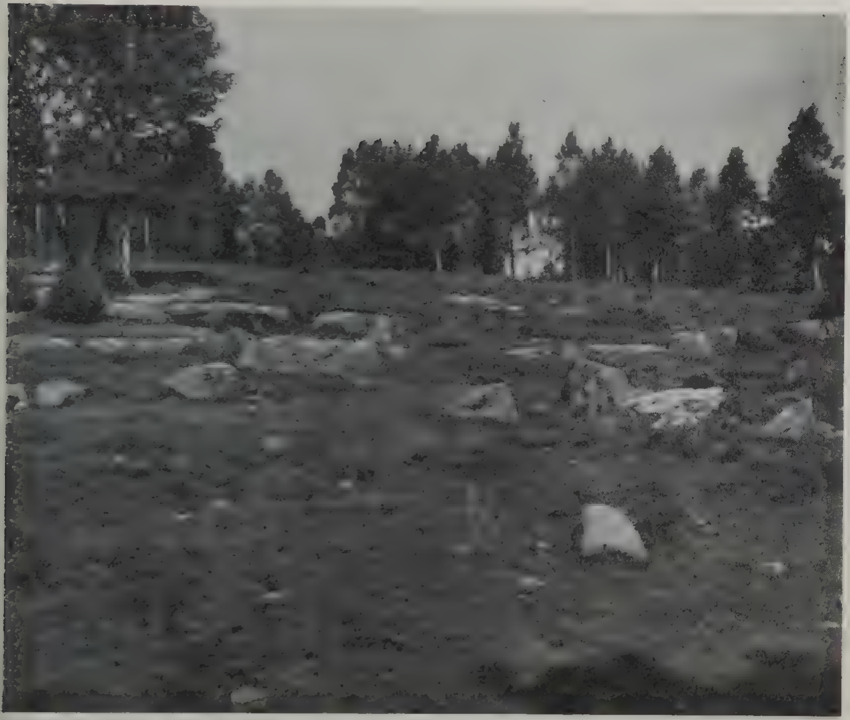


Foto förf.

Fig. 15. Svallzon av barspolade hällar och frisköljda block. Vatunga, N om Äspereds kyrka.
Wave-washing level of exposed rocks and boulders. Vatunga, N of Äspered Church.

ungefär mittpå eller enbart från en sida fram till den motsatta. De likna sålunda egentliga terrassplan utan brink, och ofta motsvarar verkligen högsta punkten ett hak med rätt höjd på dåvarande vattenytan (jfr G. Frödin 1913, s. 27). Även då sådana kullar-ryggar stuckit upp endast några m ovanför en issjönivå, har abrasionen oftast helt avplanat topparna. Enstaka erosionsrester kunna dock kvarstå som små. ojämna upphöjningar. Slutligen förekomma fall, då åsar eller kames icke alls synas ha påverkats av vågerosionen, trots att de uppenbarligen legat fritt exponerade.

Eftersom morän är förhärskande markbetäckning, äro de flesta strandlinjerna utskurna däri. Vid uppmätning av issjönivåerna ge de i regel mycket goda värden. Den minst utvecklade typen, svallzonen, är liksom motsvarande form av skval icke urskiljbar annat än i blockig eller hällrik morän. Till sin begränsning är den relativt diffus men den framträder oftast mycket väl i terrängen (fig. 15). På lämpliga lokaler

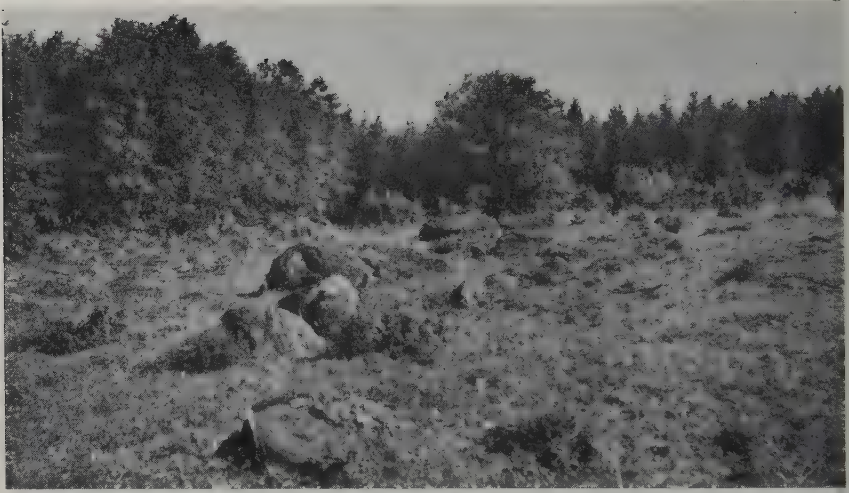


Foto förf.

Fig. 16. Svallzon i form av gördel av frisköljda residualblock. Bertilshult, N om Viaredsjön.
Wave-washing level represented as a low rampart of exposed residual boulders. Bertilshult, N of Lake Viaredsjön.

och i rikblockig morän kan den t. o. m. vara mycket skarpt utbildad som bälten av frispolade residualblock (jfr Sjögren 1909, s. 159, Björnsson 1940, s. 52) (fig. 16). Någon antydan till hak eller plan synes däremot aldrig, och klapper finnes icke.

De distinkt utformade haken ha alltid ett plan utbildat men detta överstiger sällan en bredd av 1 m. Ibland är det relativt jämnt, ibland starkt sluttande. Då moränen är blockfattig, sticka blott enstaka frisköljda block upp i ytan. Sådana rena hak förekomma därför framför allt, där bottenmoränen går i dagen.[1] Då emellertid blockig (yt)morän merendels är markbildare, äro blockhak dominerande. De framträda som markerade gördlar av block, och ofta är det smala strandplanet helt bestrött med sådana (fig. 17, jfr fig. 19). En del block äro uppstickande, frisköljda residualblock, en del — oftast de flesta — ligga fritt och ha synbarligen anrikats genom isskruvning. Mindre klapper förekommer ibland men har aldrig någon större omfattning. De båda formerna av hak äro sålunda i viss mån bundna till olika moräntyper. Terrängens beskaffenhet synes däremot spelat mindre roll, även om de oftast uppträda på dels branta, dels mycket långsluttande dalsidor.

De fullt utvecklade terrasserna äro mycket varierande (Gillberg 1945,

---

[1] Även i primärt starkt blockig morän kunna rena hak finnas, dels därför att den ursprungliga fördelningen av blocken är mycket ojämn, dels sannolikt beroende på mycket svag inverkan av abrasion och isskruvning.

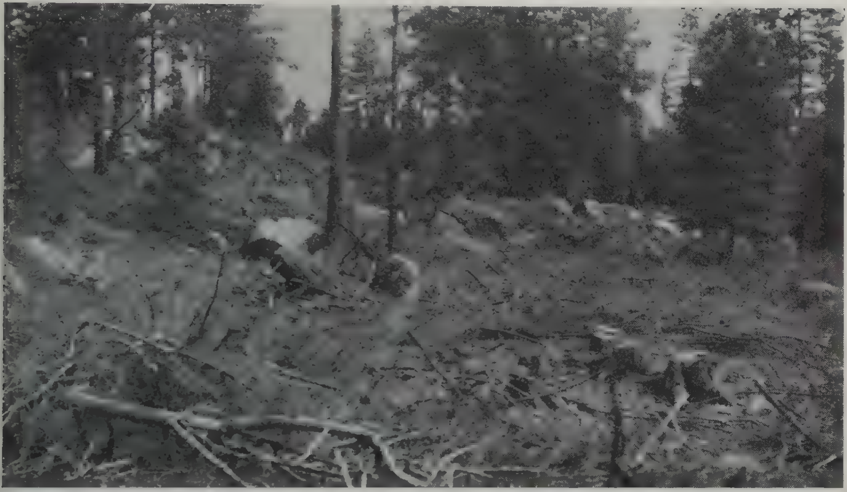


Foto förf.

Fig. 17. Blockhak. Rosenlund, N om Sandhult kyrka. I motsats till föregående blockzon består denna även av ditskjutna block samt har ett embryonalt strandplan.
Boulder-notch (boulder-rampart). Rosenlund, N of Sandhult Church. Contrary to the boulder-level in Fig. 15 this also consists of boulders, pushed up by sliding sea ice and has a narrow, embryonal shore plane.

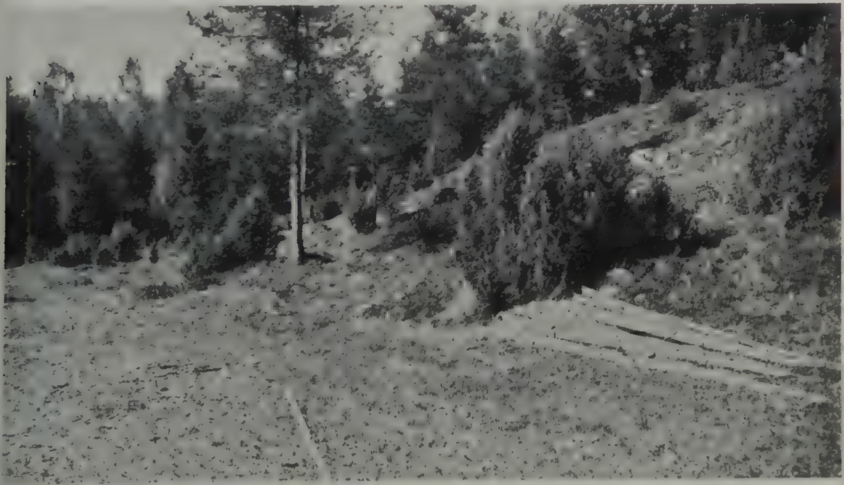


Foto förf.

Fig. 18. Smal moränterrass med skarpt men relativt flackt hak. Rölle, N om Dannike kyrka.
Narrow wave-cut terrace in till. The notch is very distinct but relatively shallow. Rölle, N of Dannike Church.

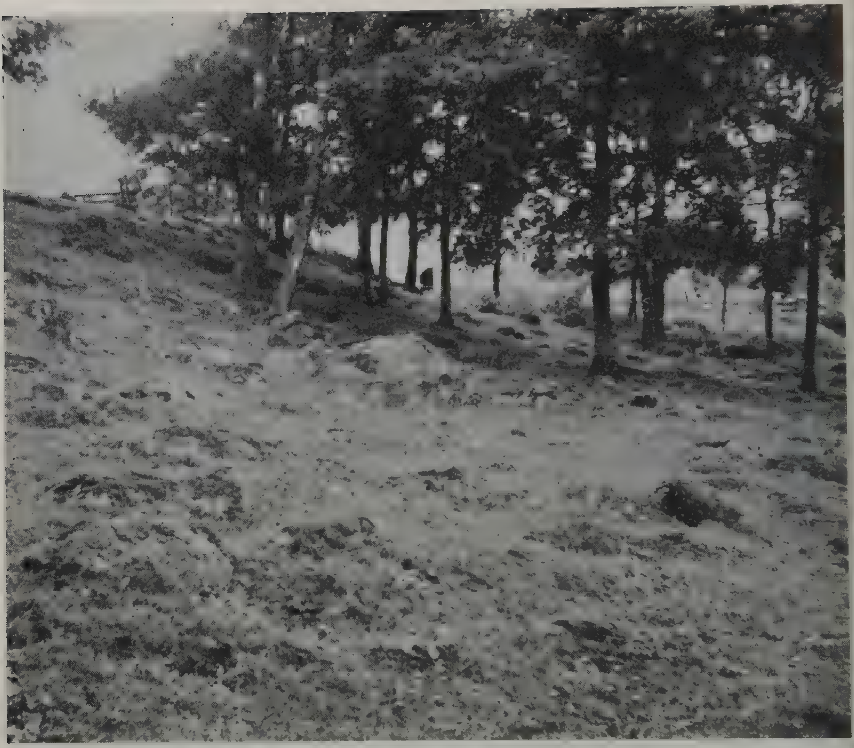


Foto förf.

Fig. 19. Smal moränterrass med blockhak och blockmatta på planet och i haket. Lida, Gallåsen.
Narrow wave-cut terrace in till. A boulder-notch has been developed and the shore plane and the cliff are covered by many boulders, exposed by the abrasion. Lida, Gallåsen.

s. 445) (fig. 18, 19, 20). Planen, som sällan ha en bredd över 20—25 m, äro alltid ojämna och gropiga (jfr Sjögren 1909, s. 159). Detta beror i regel på moränens sammansättning och därigenom mycket skiftande inverkan av abrasionen. Frisköljda block sticka upp i större eller mindre antal alltefter den primära frekvensen. Även barspolade hällar förekomma (fig. 21). Merendels äro planen sluttande. En höjdskillnad mellan knä och hak på flera m är t. o. m. relativt vanligt. Knäets form varierar därför kraftigt, och övergången till den lägre brinken kan vara mycket mjuk eller mycket skarp. Haken äro i allmänhet markerade men gropiga[1] och normalt med blockanhopningar (fig. 19). Flerstädes ha dessa uppstått genom isskruvningar (jfr Gilbert 1885 a, s. 109,

---

[1] Även vid moränterrassernas inre delar synes ofta fritt vatten samlas. Någon antydan till jordflytning är dock icke märkbar. I stället har ibland svag försumpning inträtt, och några dm Sphagnumtorv bildats närmast haket.

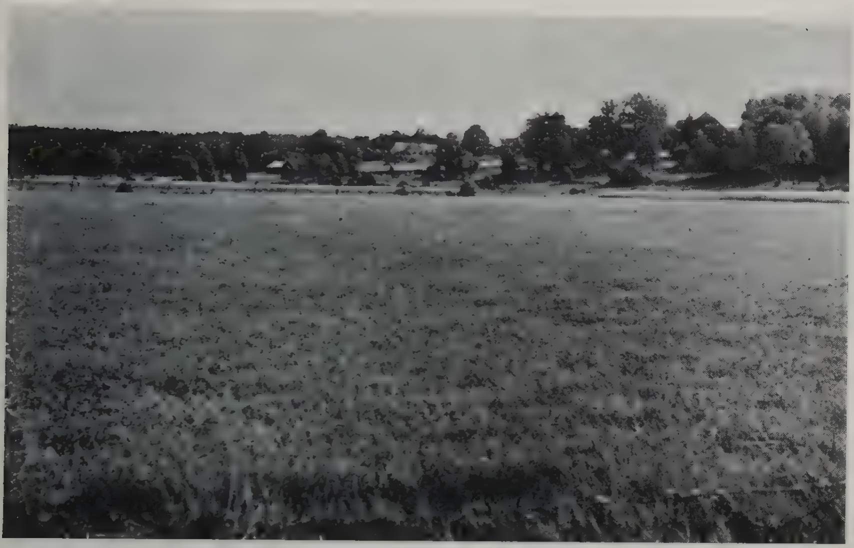


Foto förf.

Fig. 20. Bred moränterrass med skarpt hak. Taryd, E om Toarp.
Broad wave-cut terrace in till. The notch is very distinct. Taryd, E of Toarp.

1890, s. 71, Gustafsson 1904, Tanner 1930, s. 32, Björnsson 1940, s. 54). Dylika processer torde i issjöar ha varit mycket allmänna, då dessa säkerligen regelbundet voro isbelagda. Att blocken icke äro frisköljda residualblock, ha fallit ned ovanifrån eller ditförts av vågorna, framgår av deras läge, mängd och storlek. Dels stå de ofta på kant, dels är antalet mycket större än ute på planen (Gustafsson 1904, s. 162). Någon mellanmassa av grus och sand förekommer mera sällan. Så stora block kunna icke heller ha transporterats av vågorna.

Klapper saknas merendels aldrig. På de smalare terrasserna har den endast mindre omfattning, medan den på de bredare ofta förekommer i stort antal. Både till utseende och uppkomst kunna två former urskiljas (Gustafsson 1904, s. 163). Å ena sidan uppträda föga bearbetade stenar, vilka blivit kvarliggande sedan finmaterialet bortspolats och blocken anrikats vid haken. Den andra typen är verklig strandklapper med avplanade ytor men den finns nästan endast på de bredare terrasserna. En viss koncentrering av strandklappern mot haket är även märkbar, och vanligen ligger den mer fritt än residualklappern. Utöver dessa grövsta fraktioner har typiskt svallmaterial icke nämnvärd utbredning. Där sådant förekommer, består det undantagslöst av några dm grus eller grovsand (Gillberg 1948, s. 458). Mera sällan ligger det utbrett över hela planen utan uppträder oftast närmare knäet än ha-

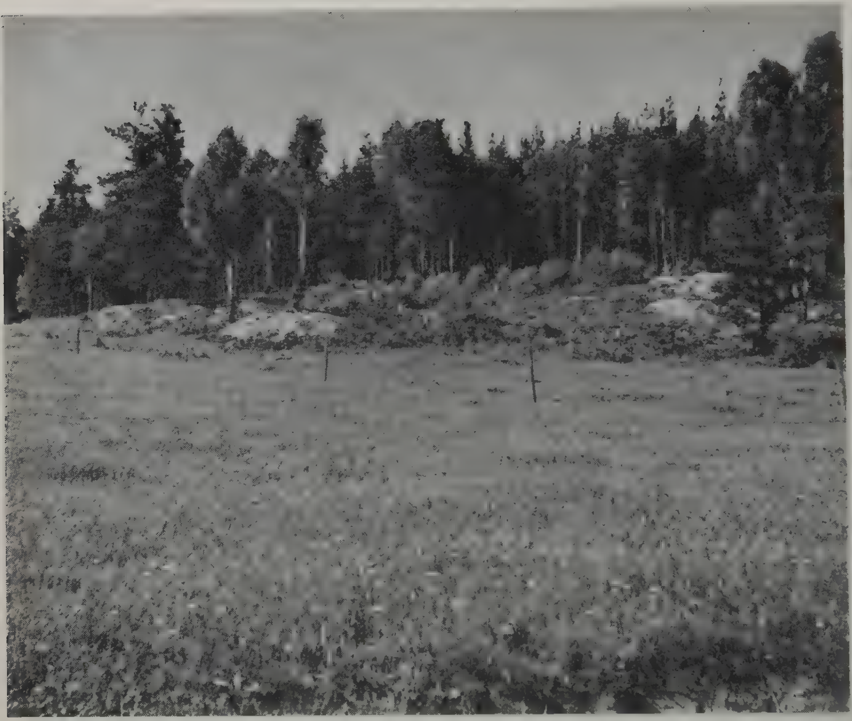


Foto förf.

Fig. 21. Medelstor moränterrass med blottade hällar vid haket. Ljurhalla, N om Nårunga kyrka.
Medium-sized wave-cut terrace in till, with exposed rocks near the notch. Ljurhalla, N of Nårunga Church.

ket. Att abrasionen övervägande inskränkts till utskärandet av terrasserna samt bortförandet av det ytliga finmaterialet, är också märkbart i de skärningar, som finnas i några terrasskanter. Nästan omedelbart (högst några dm) under ytan är moränen helt opåverkad (jfr Sjögren 1909).

Toppytorna av moränmark, vilka ha legat någon m under en issjönivå, äro aldrig så avplanade som dylika i glacifluvialt material. Ofta har vågerosionen endast åstadkommit en mer eller mindre kraftig spolning, så att ett flertal block frisköljts. Likaså ha moränkullar, som stuckit upp någon m ovan issjöarna, mer sällan helt utjämnats. Påbörjade strandplan märkas nära ytterkanterna, i övrigt synes blott svagare eller starkare spolning.

Strandlinjernas utbildning har sålunda i någon mån bestämts av underlagets materialsammansättning men till största delen gäller detta detaljutformningen. I stort måste andra orsaker ha varit mer avgörande. Ifråga om tidsfaktorn är det inom området mycket svårt att få en klar uppfattning därom. Några absoluta tidsbestämningar finnas icke, och även den relativa tidsskala, som kan uppställas (jfr sista kap.), är för detta ändamål alltför osäker. Issjöarna torde dock i regel ha ägt bestånd tillräckligt lång tid för att verkliga terrasser skulle ha hunnit utformas. För övrigt synes den morfologiska verksamheten inom en strandzon relativt snabbt nå kulmen (Ahlmann 1914, s. 19). Abrasionen hade under denna tid dessutom fritt spelrum, då ingen hindrande vegetation ännu hade uppstått. Visserligen torde marken stor del av året ha varit frusen men särskilt vid upptöandet måste vågerosionen kunnat verka med full kraft.

Variationerna i vattendjupet ha säkerligen haft större inflytande. På branta sluttningar äro svallzoner och hak nästan dominerande. Vågerosionen har där försvagats genom att bränningar icke bildats eller varit alltför korta. Även då primärlutningen var relativt obetydlig, ha övervägande blott hak utskurits. Sluttningarna äro dock långt nedanför kraftigt spolade. I dessa fall kunna därför haken närmast betraktas som övre svallgränser. Infallsvinkeln för vågorna har varit alltför liten, och dessutom torde den visserligen ringa mängden lösbrutet material icke helt kunnat bortföras utan kvarlegat och skyddat mot en starkare abrasion. Särskilt väl kunna dessa ytterligheter studeras på de stora drumlinerna. På den oftast branta proximalsidan och den mer långsluttande distalsidan förekomma nästan enbart svallzoner och hak, medan de måttligt lutande långsidorna vanligen ha tydliga terrasser.

Andra terrängförhållanden synas icke haft så stor betydelse för strandlinjeutvecklingen. Öar och holmar, vilka kunna verka skyddande för de innanför belägna områdena, ha endast förekommit i ringa utsträckning, såsom på en del höjdplatåer och i de lägsta dalissjöarna. Då har snarare strandens förlopp spelat större roll. På starkt buktande dalsidor eller i större vikar äro strandlinjerna markant olika utbildade på de utskjutande resp. inåtgående partierna. På de förra dominera svallzoner och hak, medan terrasserna ligga inom de senare, dock mer sällan allra längst in.

De för abrasionen utslagsgivande faktorerna synas alltså lokalt varit av stor betydelse. I allmänhet ha de dock varit sådana, att strandnivåerna borde vara väl utbildade. Men detta är icke fallet. Medelstora och breda terrasser äro relativt sällsynta och plan saknas helt. Av de andra formerna ha haken lika stor utbredning som de smala terrasserna (Gillberg 1948, s. 457). Denna fördelning är förvånansvärd, och detta motsatsförhållande mellan betingelserna för abrasionen och dess synliga resultat framträder kanske än skarpare vid en jämförelse mellan issjönivåerna och de marina strandlinjerna (Gillberg 1948, s. 457, 1952, s. 78).

Issjöterrängen ger både som helhet betraktad och i detalj sett ett oroligt intryck, medan den marina är mer lugnt utformad. Ofta beror detta på att finare, utfyllande sediment allmänt förekomma inom de forna fjorddalarna, medan sådana blott sporadiskt uppträda inom de brutna issjötrakterna. Men även utan dylika, t. ex. i normal moränmark, är förhållandet påtagligt på grund av strandlinjernas olika utbildning. De marina äro skarpt markerade, utgöras i regel av terrasser av ofta betydande bredd och följbara så långt ögat når. Issjönivåerna äro aldrig så distinkta, smala terrasser och hak förhärska, och de äro sällan sammanhängande längre sträckor. Dessutom äro strandplanen aldrig så jämna som inom den marina zonen. Endast blockhaken äro mångenstädes mer framträdande inom issjöområdena, ty isskruvningar torde ha varit kraftigare under issjötiden. Allmän spolning mellan nivåerna är ett generellt drag inom den marina terrängen. Mellan issjöytorna är detta relativt sällsynt utan där upphör den oftast strax ovanför haket, och markbetäckningen är i det närmaste helt orörd upp till ytterkanten av nästföljande strandlinje. Detta är fullt förklarligt, eftersom issjöarna sänktes i etapper, medan havet endast successivt intog lägre nivåer (Gavelin 1910, s. 14). Förutom genom uppkomsten av skilda strandmärken har sålunda den primära terrängen föga förändrats inom issjöområdena. De marina dalstråkens nuvarande utseende är däremot helt sekundärt på grund av omlagringar, sedimentering och allmän utjämning.

Denna skillnad i strandlinjernas utbildning ligger väl närmast till hands att försöka förklara med att förutsättningarna för abrasionen varit markant olika i skilda miljöer. Genomsnittligt torde dessa emellertid ha varit ungefär likvärdiga inom resp. områden. Ha ogynnsamma förhållanden förelegat, har detta märkligt nog oftare varit fallet inom den marina terrängen, där verkningarna blivit tydligare och större (Gillberg 1948, s. 457). Enda förklaringen till strandlinjernas svaga utveckling inom issjöområdena synes därför vara att issjöarna merendels voro marginala (Gillberg 1948, s. 457). I kanske ofta icke mer än 20—30 m breda kantsjöar måste abrasionen blivit starkt hämmad. T. o. m. vid kraftig storm torde vågrörelserna icke blivit av större omfattning.

Att bredden på issjöarna haft betydelse för strandlinjeutvecklingen, framträder tydligt vid en jämförelse mellan nivåer från marginalsjöar resp. från öppna issjöar eller åtminstone där öppet vatten haft större utbredning. I de nordligaste issjöarna, vilka i det närmaste voro helt fria vattenytor, dominera terrasser fullständigt över hak, och breda sådana äro mycket vanligare än annorstädes. Även i de lägsta dalissjöarna, vilka delvis haft större öppna ytor, är förhållandet enahanda. Detta är emellertid också fallet inom nunataksjöarnas områden. Dessa issjöar måste sålunda ha varit relativt breda. Därav framgår i sin tur, att sedan de skilda höjdpartierna framsmält, isen nästan omedelbart torde ha koncentrerats till de omgivande dalstråken. Platåerna ha med andra ord snabbt frilagts, och förekommande nunataksjöar ha därför fått karaktären av relativt omfattande vattenytor mellan dalisloberna.

Strandlinjeproblemen äro emellertid i och med detta icke fullt slutbehandlade. Trots sin ojämna form, föga uthållighet samt dominansen av mindre markerade typer äro de flesta nivåerna utbildade med mycket stor skärpa. Detta gäller även svallzonerna och haken, vilka mången gång framträda lättare i terrängen än terrasserna. I någon mån beror denna tydlighet på att marken mellan strandytorna i regel är nästan orörd. På grund av de snabba avtappningarna ha dessutom de skilda nivåerna bevarats och icke mer eller mindre förstörts av en successivt sjunkande vattenyta (Gavelin 1910, s. 14). Men detta kan knappast vara hela förklaringen. Eftersom vågerosionen synbarligen icke kan ha varit helt avgörande faktor, synes enda möjligheten vara, att det uppdämda smältvattnet tidvis eller mer konstant kommit i kraftig strömning. Orsaken därtill är kanske svår att finna men säkerligen har issjöarnas ringa bredd även ur denna synpunkt spelat stor roll (jfr analogt att en flod vid stark sammanträngning får kraftigare och snabbare fall). Mot de subglaciala eller laterala avloppen torde dessutom en viss utsugning ha ägt rum, vilken accentuerades vid de periodiska och slutliga tappningarna. Med denna förklaring synes det egentligen absurda förhållandet, att strandlinjerna äro svagt utbildade men skarpt framträdande, mindre märkligt, och frånvaron av finsediment är fullt naturlig.

Issjöarna

Tidigare undersökningar över issjöar inom området äro relativt få. De första uppgifterna om högre liggande strandlinjer finnas i vissa kartbladsbeskrivningar. Men om de äro av marint ursprung eller ha utskurits av issjöar har icke diskuterats. Flera av dessa nivåer måste dock avse den senare kategorien, t. ex. E om Jällby kyrka (Fries 1866, s. 34), vid Jäla (Fries 1867, s. 33), vid Skephult (Fries 1870, s. 22) samt vid Hisjön (Blomberg 1883, s. 24).

De första direkta omnämnandena av issjöar gjordes 1910 av Munthe, som bl. a. påvisade, att Frisjödalen och delar av Ätradalen tidvis upptagits av isdämt vatten. Även ett flertal andra dalstråk betecknades som områden, där senglaciala sjöar funnits. Senare antog emellertid

Munthe (1940, pl. II), att Frisjödalen bildat en vik av dåvarande Västerhavet. Detta har dock aldrig varit fallet, ty ett av de tydligaste issjöavloppen utgår strax ovan nutida Frisjön (Gillberg 1945, s. 458). Flera andra av Munthes MG-värden (1940, s. 30) härröra också från issjöar (Gillberg 1952, s. 84).

1918 beskrev Sandegren de s. k. Toarp-issjöarna, vilka upptagit dalgången kring Toarps kyrka fram till Varnumsdalen. Särskilt de på nordsidan av moränsluttningen vid Bondarp belägna avloppsrännorna studerades ingående. Blott ett fåtal strandlinjer omtalades däremot. Sandegrens uppfattning om Toarp-issjöarna har nästan helt bekräftats. Endast själva avsmältningsförloppet har ägt rum något annorlunda, ty någon relativt rak, mot N vikande isfront har aldrig varit utbildad i denna trakt.

1942 kom Nilssons första avhandling om de baltiska issjöarna. Det sista av de äldre stadierna skulle ha nått in i Ätradalen (1942, fig. 4 och s. 150). Möjligen hade det t. o. m. större utbredning, »då höjdpartierna i trakten av Borås sannolikt tidigt smälte fram ur landisen». Efter avtappningen, som Nilsson förlade till Ätradalens sydspets, skulle Ätra-issjön ha uppkommit. I sin sista redogörelse för den senglaciala utvecklingen kvarstår Nilsson i huvudsak på denna ståndpunkt (Nilsson 1953).

Mina egna uppsatser om issjöar och isavsmältning inom olika delar av området (Gillberg 1945, 1948) kunna slutligen betraktas som förelöpande meddelanden till den avhandling, som här framlägges.

I viss mån ha issjöproblemen kommit i förgrunden vid denna undersökning. Det måste dock understrykas, att ett utredande av skilda issjöar, deras avlopp och utbredning icke får bli ett självändamål utan endast vara ett hjälpmedel för klargörandet av mer betydelsefulla frågor, såsom isavsmältningens och landhöjningens förlopp.

Då avvägningarna, strandlinjerna och avloppen redan diskuterats i föregående kapitel, behöver här endast redogöras för diagramkonstruktionerna. Vid utredandet av de skilda issjöytorna ha distansdiagram visat sig vara bäst lämpade. Relationsdiagram synas icke på något sätt ge bättre upplysningar om issjösystemen och deras gradienter. Dessutom finns icke någon egentlig referensnivå att tillgå, då ingen issjö utbrett sig inom hela området. Vid konstrueringen av diagrammen har det mest betydelsefulla varit förläggandet av projektionslinjen för profilerna, d. v. s. i verkligheten isobasernas förlopp. För denna bestämning ha endast de issjösystem kunnat användas, vilka ha utbrett sig utmed båda sidorna av skilda dalstråk eller haft större omfattning i sidled. I stort gå isobaserna i ungefär NW—SE:lig riktning. Avvikelser därifrån — mer sällan mot W—E, vanligen mot N—S — förekomma inom flera delområden men de äro dels utpräglat lokala, dels av relativt ringa storlek. Givetvis skall projektionslinjen alltid gå vinkelrätt mot isobaserna. Då emellertid dessa icke klart kunnat bestämmas inom hela området samt de konstaterade avvikelserna äro förhållandevis obetydliga, har jag ansett mig kunna använda en gemensam perpendikel i SW—NE:lig riktning. Visserligen bli issjöytornas lutning icke alltid exakt men fördelarna äro å andra sidan så stora, att detta konstruktionsfel synes mig tillåtet. En gemensam längdskala är därför använd på alla diagram, och dessa äro sålunda direkt jämförbara till läget.

Gradienterna, vilka uppdragits med de tubavvägda nivåerna som baspunkter, äro alltså icke fullt korrekta. Även med exakt projektionslinje torde detta sällan bli fallet, då i själva bestämningarna av strandlinjerna samt avvägningarna alltid en viss felkälla föreligger (jfr föreg. kap.). Eftersom avvikelserna i regel gå mot N, skola gradienterna i verkligheten vara något större. Detta är ytterst betydelsefullt, ty de påvisade omsvängningarna i issjöytornas lutning skulle därigenom bli än mer markerade, icke utflackade.

För klarläggandet av de skilda issjösystemen har ett mycket stort antal diagram upprättats. Läget av varje delområde med särskilt diagram framgår av fig. 22, 23. Endast fem diagram ha emellertid medtagits i avhandlingen som typexempel och därför att de ha använts för konstruktionen av landhöjningskurvor (se kap. landhöjningen) (fig. 24—28). Övriga diagram ha uteslutits, då de icke äro direkt nödvändiga för den följande framställningen samt i reproducerat skick endast med stor svårighet kunna ge upplysningar om strandlinjernas exakta höjd eller issjöytornas gradienter. Samtliga originaldiagram finnas emellertid tillgängliga hos förf.

För att erhålla en överskådlig uppfattning av de olika issjösystemens gradienter, åldersställning, successiva övergång i varandra samt avtappningar ha två översiktsdiagram upprättats (pl. 6, 7).

Någon omfattande redogörelse för varje issjösystem synes av flera orsaker knappast befogad utan korta sammanfattningar äro fullt tillräckliga. Då utvecklingsförloppet var så komplicerat och de skilda issjönivåerna så inflätade i varandra, är en tidsbeskrivning omöjlig att genomföra. I stället ha tre grupper uppställts, inom vilka systemen redovisas i bokstavsordning. Benämningen av issjöarna har skett efter den principen, att större orter eller åtminstone namn med kraftigare stil på de topografiska kartorna använts. Oftast ha sådana valts, som äro belägna ungefär mitt i de forna issjöområdena eller mot deras södra ände.

Som framgått av bl. a. de glaciala avlagringarna (Gillberg 1956), lateralskvalen samt strandlinjernas morfologi (föreg. kap.), synas fler-

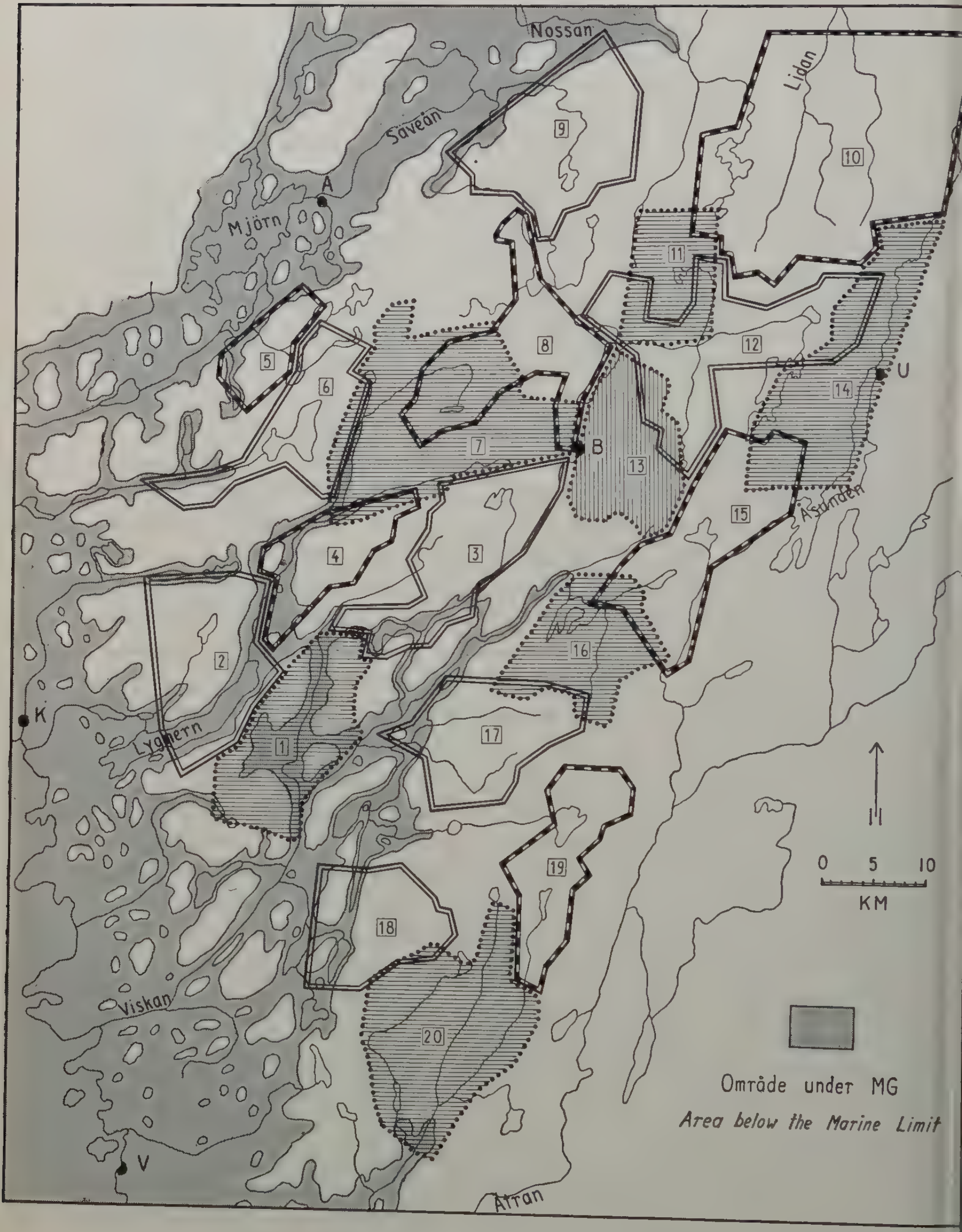
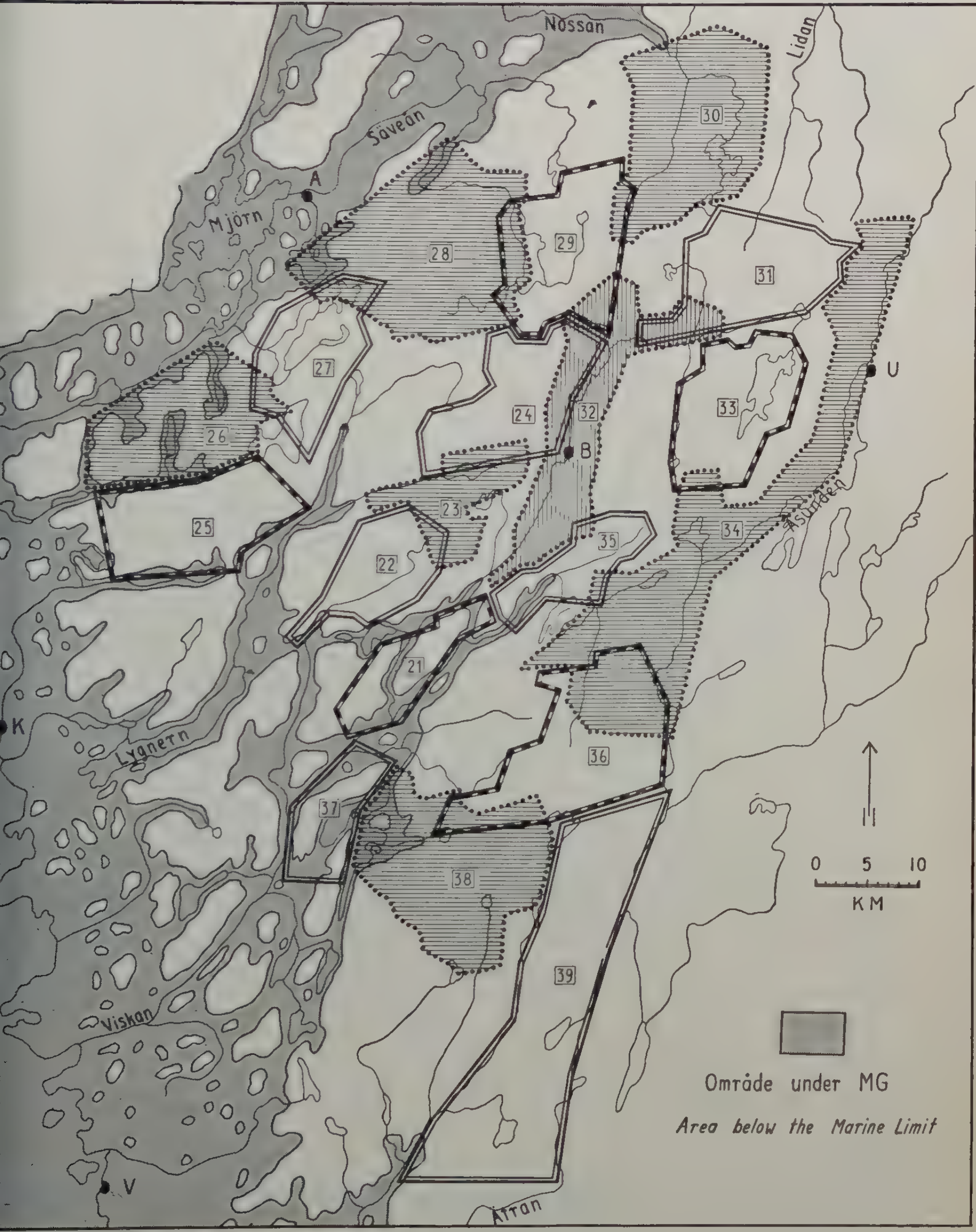


Fig. 22 och 23. Kartor visande läget av va
Maps showing the position of the entire area, from which a dista
För publicerig godkänd i rikets allmän



lområde med särskilt distansdiagram.
gram of the tilted shore planes of the glacial lakes has been drawn.
tverk den 8 augusti 1956.

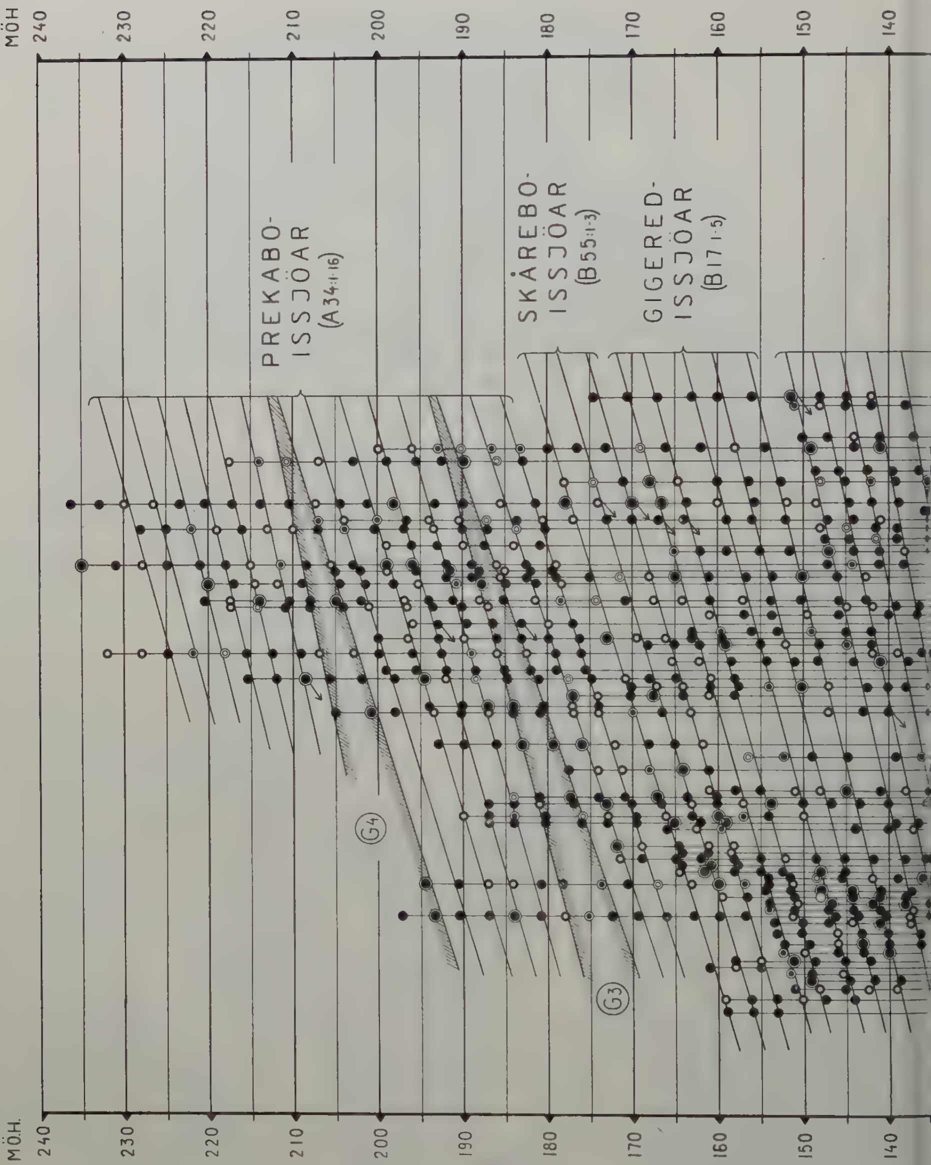
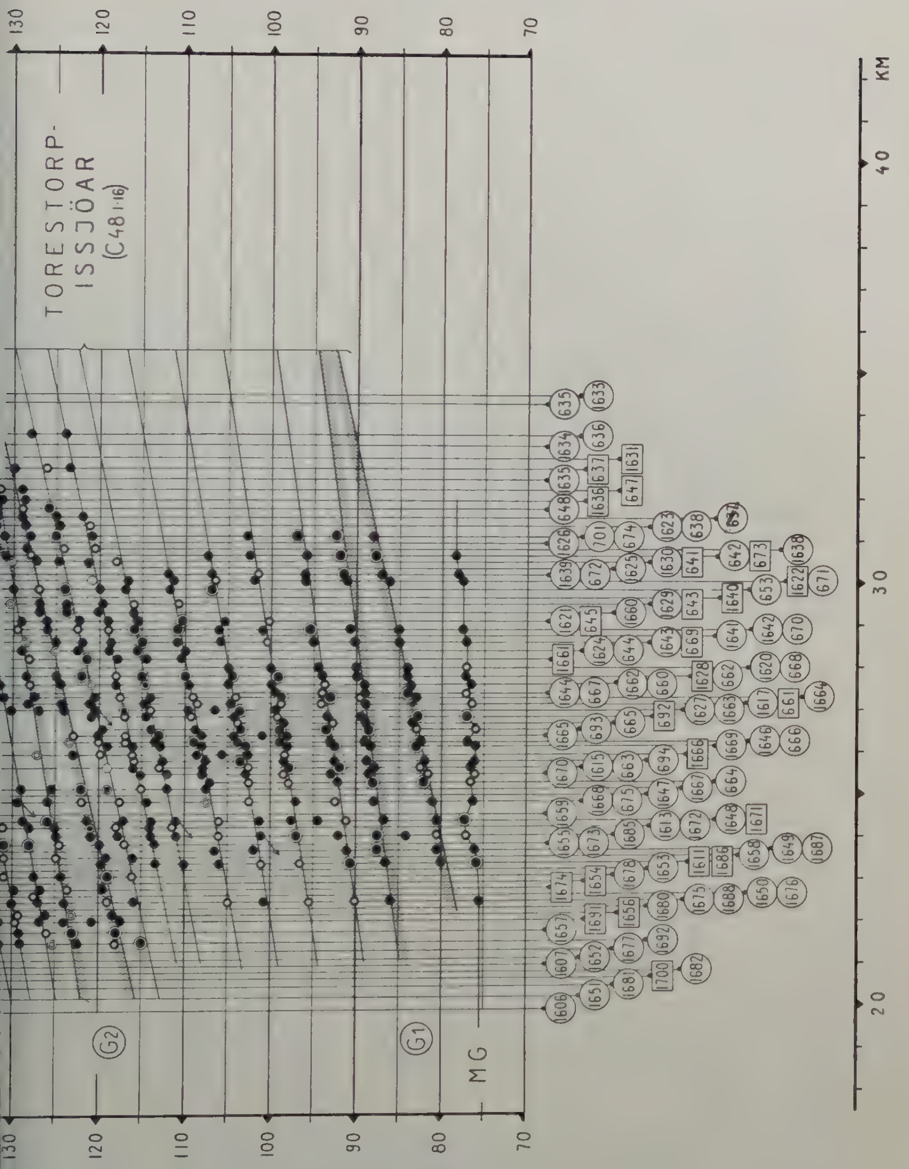


Fig. 24. Distansdiagram 38. Torestorpsområdet (Torestorpsdalen j
Distance diagram 38. The Torestorp district (Torestorp Valley an



derna S därom, top.kbl. Kungsbacka). Teckenförklaring fig. 28.
hts S of it, the top. map of Kungsbacka). Legend see fig. 28.

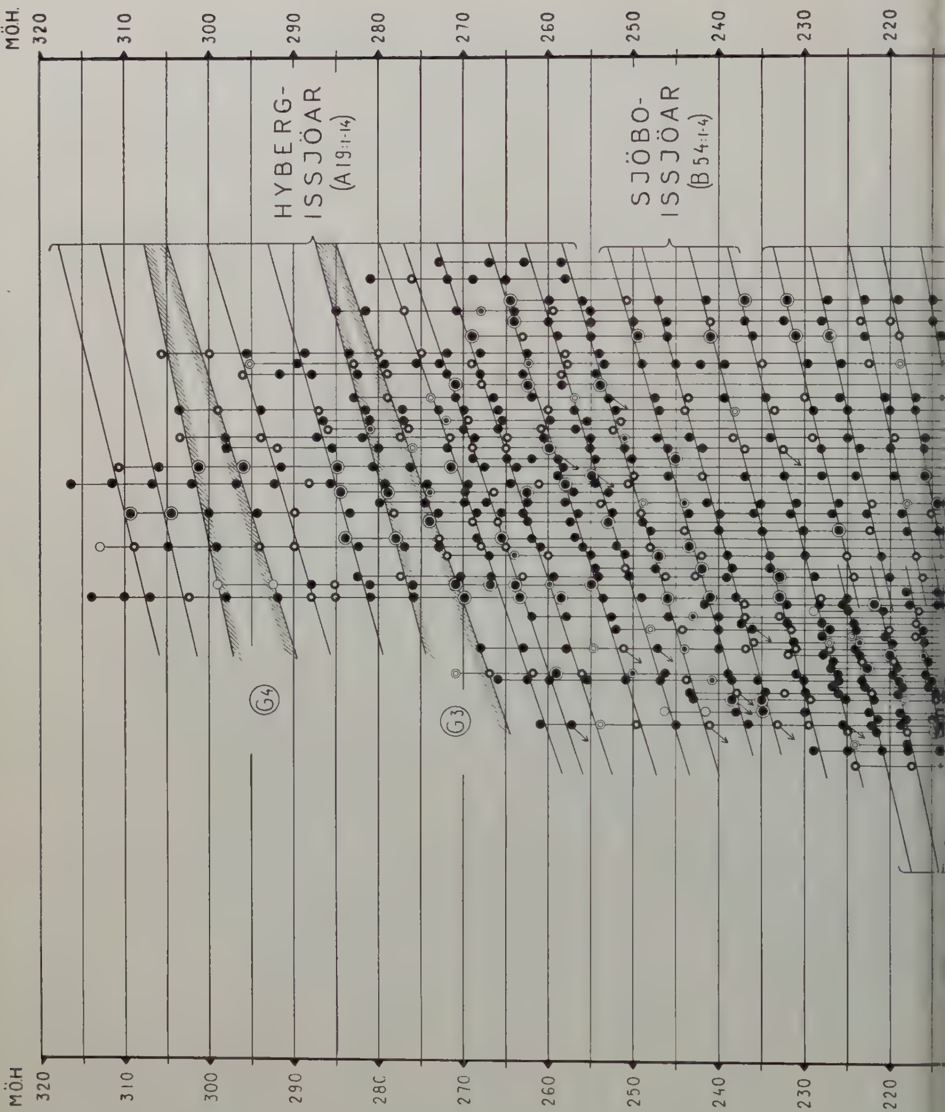
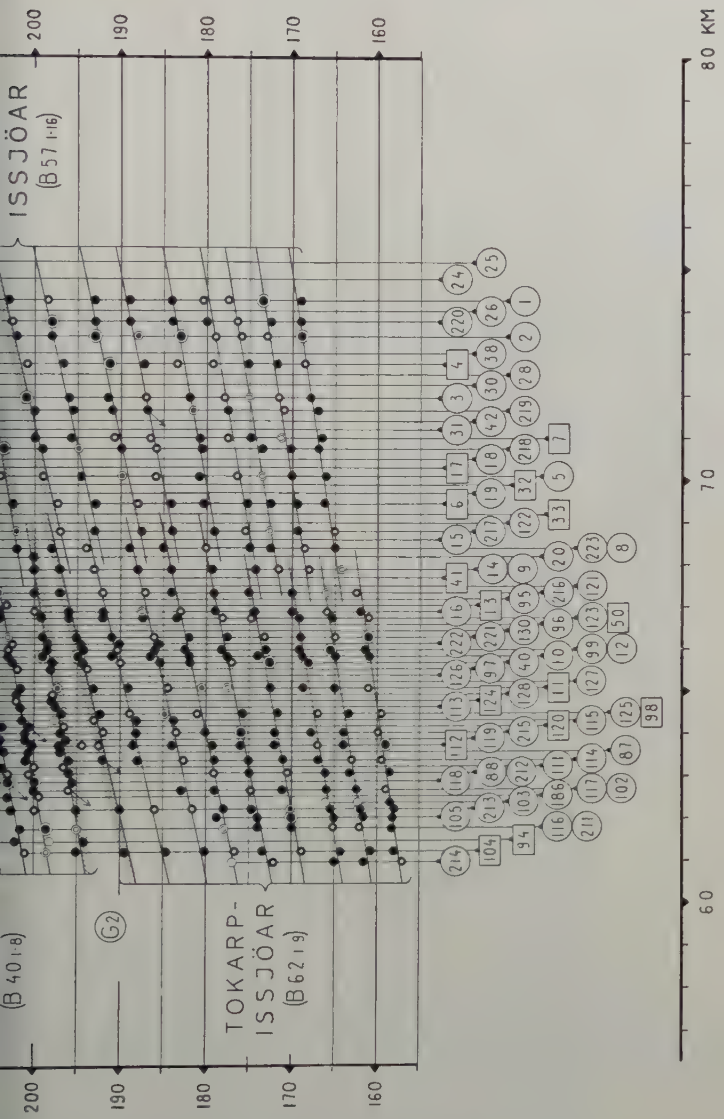


Fig. 25. Distansdiagram 13. Hybergsområdet (höjderna E om Öresjö, top
Distance diagram 13. The Hyberg district (the heights E of Lake Öresjö, top



acka, Borås, Ulricehamn). Teckenförklaring fig. 28.

sbacka, Borås, Ulricehamn). Legend see fig. 28.

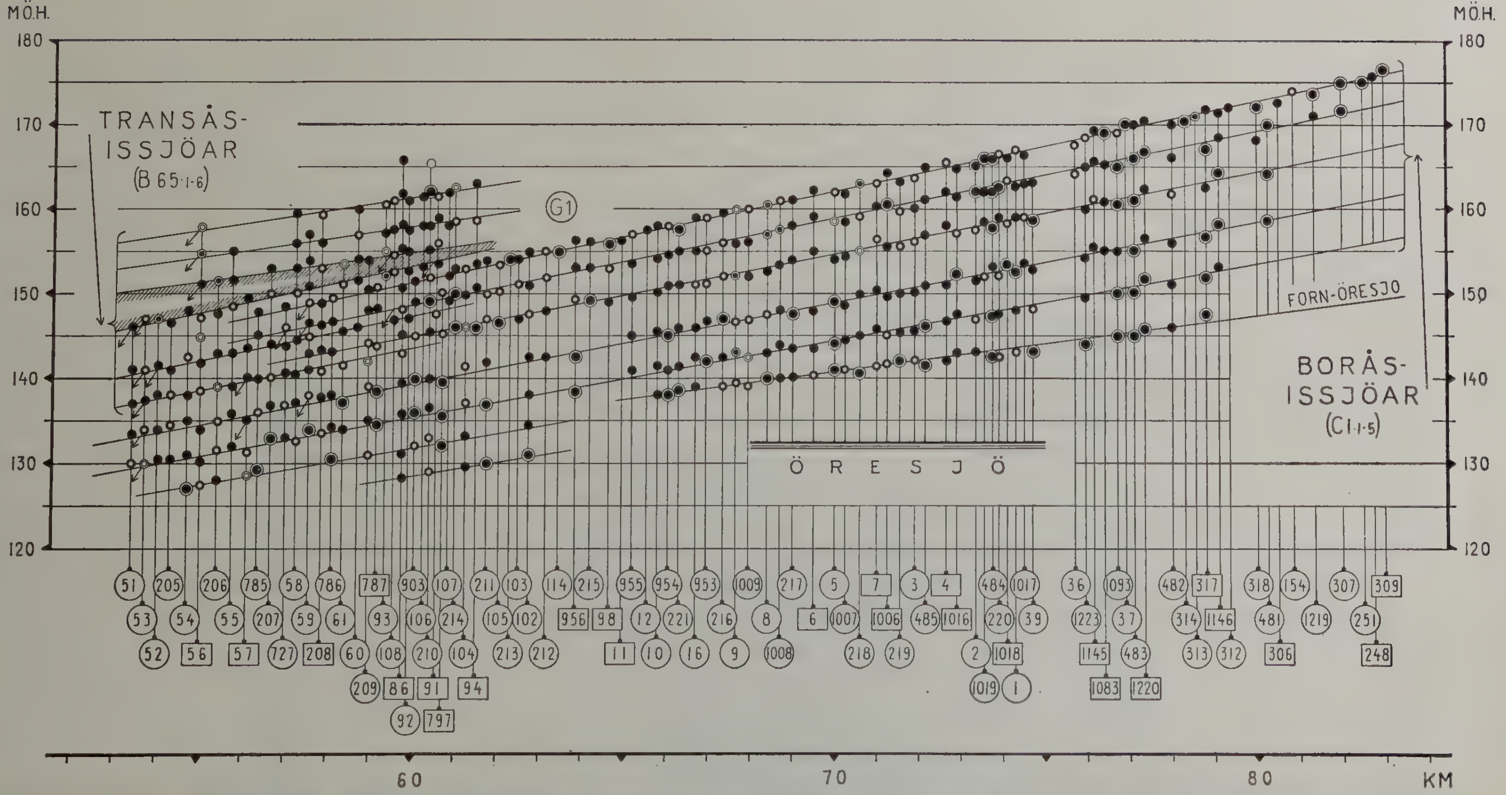


Fig. 26. Distansdiagram 32. Boråsområdet (runt Öresjödalen, top. kbl. Kungsbacka, Borås). Teckenförklaring fig. 28.
Distance diagram 32. The Borås district (around the Öresjö Valley, top. map of Kungsbacka, Borås). Legend see fig 28.

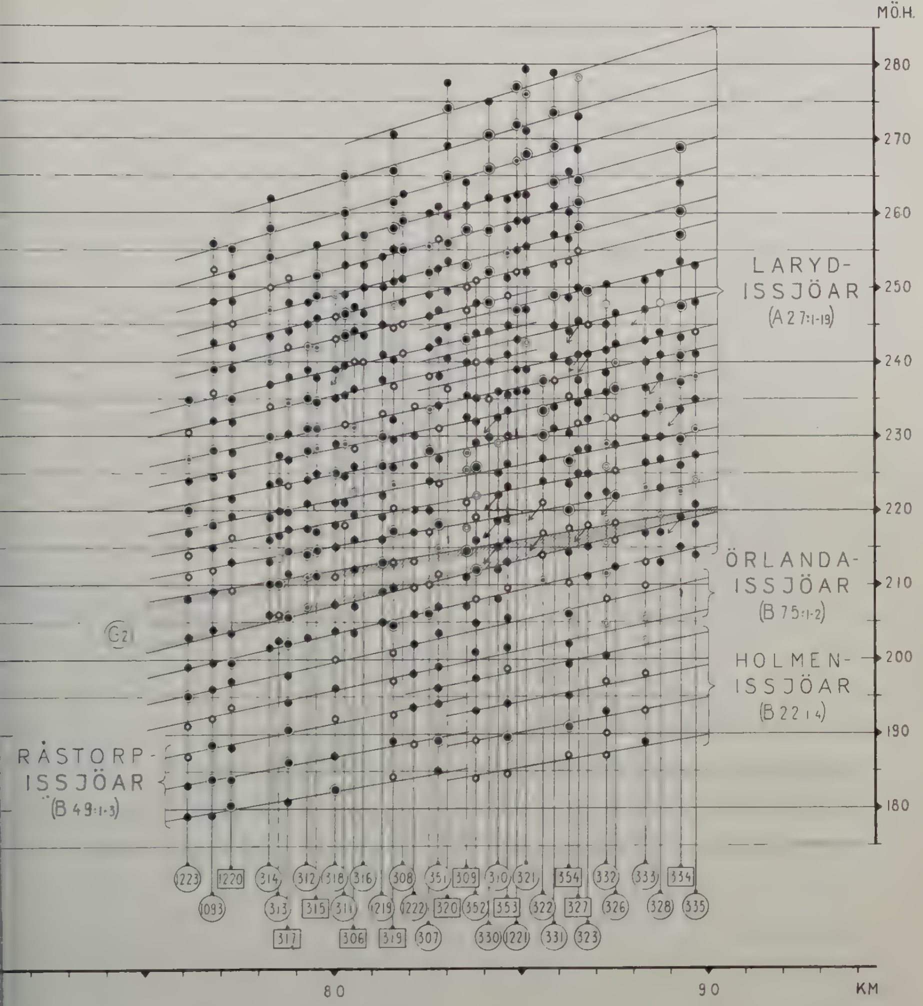
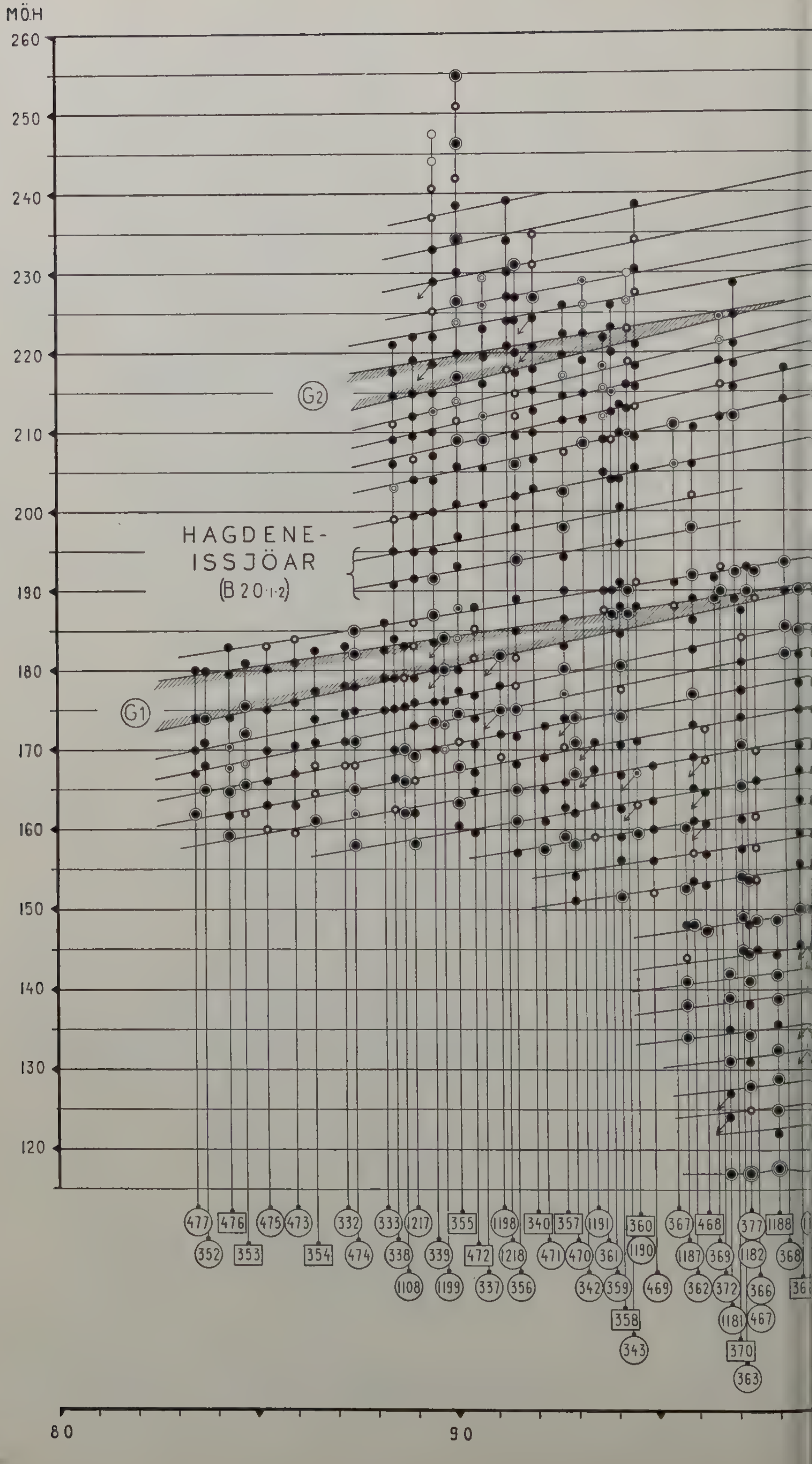
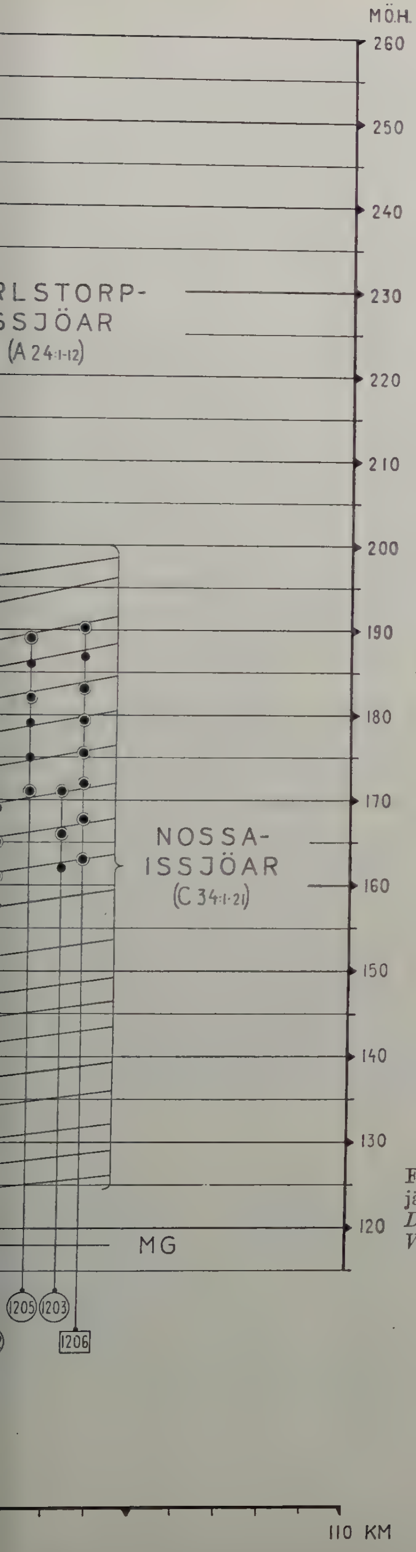
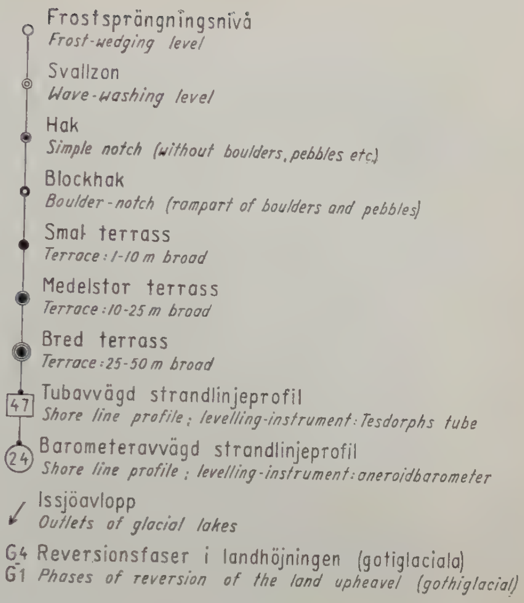


Fig. 27. Distansdiagram 11. Larydsområdet (höjdpartierna N om Varnumsdalen, SW om sjön Sandsken, top. kbl. Borås, Ulricehamn). Teckenförklaring fig. 28.
Distance diagram 11. The Laryd district (the heights N of the Varnum Valley and SW of Lake Sandsken, top. map of Borås, Ulricehamn). Legend see fig. 28.


MÖ.H
260
250
240
230
220
210
200
190
180
170
160
150
140
130
120
G2
G1
HAGDENE-
ISSJÖAR
(B 20·1·2)
477
476
475
473
332
333
1217
355
1198
340
357
1191
360
367
468
377
1188
352
353
354
474
338
339
472
1218
471
470
361
1190
1187
369
1182
368
1108
1199
337
356
342
359
469
362
372
366
358
1181
467
343
370
363
80
90




Frostsprängningsnivå
Frost-wedging level
Svallzon
Wave-washing level
Hak
Simple notch (without boulders, pebbles etc.)
Blockhak
Boulder-notch (rampart of boulders and pebbles)
Smal terrass
Terrace: 1-10 m broad
Medelstor terrass
Terrace: 10-25 m broad
Bred terrass
Terrace: 25-50 m broad
47
Tubavvägd strandlinjeprofil
Shore line profile; levelling-instrument: Tesdorphs tube
24
Barometeravvägd strandlinjeprofil
Shore line profile; levelling-instrument: aneroidbarometer
Issjöavlopp
Outlets of glacial lakes
G4
G1
Reversionsfaser i landhöjningen (gotiglaciala)
Phases of reversion of the land upheavel (gothiglacial)

Teckenförklaring till fig. 24—28.
Explanation to the symbols used in figs. 24—28.

Fig. 28. Distansdiagram 30. Nossaområdet (Nossadalen jämte höjderna E därom, top. kbl. Borås, Ulricehamn).
Distance diagram 30. The Nossan district (the Nossan Valley and the heights E of it, top. map of Borås, Ulricehamn).

—563060. *G. F. F. 1956.*

talet issjöar ha varit kantsjöar med visserligen varierande bredd men med större öppna ytor endast där terrängen var lämplig. Dessa faktorer äro kanske icke ovädersägliga belägg för detta men de äro knappast förenliga med antagandet av helt fria vattenytor. Ifråga om de flesta issjösystemen kan för övrigt ingen tvekan råda om att de voro nunatak- eller marginalsjöar. Strandlinjerna förekomma blott runt ett visst begränsat höjdområde eller utmed ena sidan av någon dalgång. Endast i de fall, då de till höjden överensstämma på båda dalsidorna, kunna helt isfria issjöar ifrågasättas. Detta förutsätter emellertid dämmen i form av isolerade isproppar i dalmynningarna. Inga betingelser för uppkomsten av dylika ha funnits, och en sådan företeelse vore ett med övriga rörande isavsmältningen kända faktorer oförenligt förhållande. Även dessa issjöar måste därför karaktäriseras som marginala kantsjöar, ehuru dubbelsidiga.[1] De lägsta stadierna torde dock, som bl. a. fördelningen av issjösedimenten visar, ha varit isfria vattenytor i större grad än de högre nivåerna. Verkligt öppna issjöar, d. v. s. uppdämda mellan högre land och en vikande isfront, ha icke helt saknats. Inom nordområdet samlades smältvattnet allmänt på detta sätt mellan de södra höjdområdena och den mot N vikande landisen.

A. Nunataksjöar. Den första gruppen issjöar utgöres av sådana, som utbredde sig runt ett eller flera närbelägna höjdområden. De kunna därför benämnas nunataksjöar, ehuru detta icke är fullt adekvat om vissa stadier. Då ett höjdparti framsmält, synes isen relativt snabbt ha försvunnit därifrån och koncenterrats till omgivande dalstråk. Vid denna tid förekommande issjöar utgjordes av förhållandevis öppna vattenytor över platåerna, vilkas högsta toppar stucko upp som öar. Dessa stadier borde sålunda rubriceras som platåissjöar men då de blott äro en speciell form av nunataksjöar, kunna de hänföras till denna grupp.

Avloppen synas genomgående ha varit subglaciala, möjligen i enstaka fall laterala. I regel förekommer endast en utgående ränna, mångenstädes av typen slukränna, varför denna även torde använts vid tappningen.

---

[1] Ifråga om dessa issjöar gäller dock ett visst förbehåll. Strandlinjer, som ligga på samma höjd på bägge dalsidorna, kunna också ha utbildats av två eller flera issjöar, vilka ej haft förbindelser med varandra genom öppna sund eller genom isen. Under en ismassas upplösningsstadium torde det icke ha varit ovanligt, att eventuella issjöar följde i takt med varandra på båda sidor av en islob. I många fall kan detta ha varit fallet, ty för flera av dessa issjöar ha dubbla avlopp konstaterats. Detta är emellertid å andra sidan ej helt avgörande, ty sådan dränering torde ofta ägt rum, då avloppen voro laterala eller subglaciala och därför tidvis avstannade. Då det är omöjligt att med säkerhet avgöra detta förhållande, och då en ytterligare uppdelning i flera issjösystem endast skulle komplicera framställningen, ha dessa strandlinjer sammanförts under gemensam beteckning.

1) Almedal-issjöar (7 stadier) (pl. 7/—)[1] runt höjdpartiet mellan sjön Sandsken i W och sjön Grosken och Lidans västra fåra i E (Ulricehamn);[2] motsvara på pl. 8:4 den del av Hällstad-issjön (C22), som omflyter det västligaste av de tre norra öpartierna.

2) Bemmen-issjöar (3 stadier) (pl. 6/9:7) runt höjdpartiet mellan St. Hålsjön i NW och Viskadalen i SE (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 461).

3) Björkhult-issjöar (12 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) inom platåområdet mellan sjön Uppsalen i N och Viskadalen i S (Kungsbacka).

4) Brattorp-issjöar (9 stadier) (pl. 7/8:2) runt höjdpartier inom platåområdet N om Viaredsjön (Borås).

5) Brännås-issjöar (15 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) runt flera höjdpartier mellan Nösjöarna i E, Härsjöarna och Uspen i W—NW (Borås).

6) Daltorp-issjöar (8 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) runt de västra höjdpartierna av platåområdet E om Storån, S om Bollebygd (Kungsbacka).

7) Dållebo-issjöar (4 stadier) (pl. 6/—) runt de yttre topparna mellan Varnumsdalen i N—NE och sjön Tolkens nordspets i E (Ulricehamn).

8) Ebbared-issjöar (9 stadier) (pl. 7/8:3) omfattande nunataksjöar inom platåområdet E om Öresjö (Borås).

9) Gallåsen-issjöar (10 stadier) (pl. 6/8:2, 3) runt Gallåsen-Navåsens höjdparti vid Viska-Surtadalarnas förening (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 461).

10) Grevabo-issjöar (8 stadier) (pl. 6/8:2) runt flera toppar W om Mjöbäcksdalen (Kungsbacka).

11) Grude-issjöar (3 stadier) (pl. 7/9:7) runt toppartierna vid Grude och S. Björke kyrkor (Borås).

12) Gunlered-issjöar (5 stadier) (pl. 6/8:2) kring platåområdet mellan Ätradalen i E, Högvadsåns dal i W (Varberg).

13) Götsered-issjöar (16 stadier) (pl. 7/8:1, 2) runt de högsta partierna av platåområdet W om Öresjö (Borås).

14) Hallagärde-issjöar (6 stadier) (pl. 6/9:7) runt höjdområdet mellan Viska-Häggådalarna, W om Fritsla (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 462).

15) Hiå-issjöar (11 stadier) (pl. 6/8:1, 2) kring de mellersta och norra delarna av platåområdet mellan Ätradalen i E, Holsjö-Hallångendalen i W (Kungsbacka).

16) Hokås-issjöar (14 stadier) (pl. 7/8:3, 4; 9:5, 6) runt flera toppar N om L. och St. Hålsjöarna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 464).

17) Hultet-issjöar (5 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5) runt höjdpartiet mellan Bårred-Viskadalarna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 464).

18) Huvdaby-issjöar (13 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) kring flera toppar inom höjdområdet mellan Ingsjödalen i S, Mölndalsåns dal i N (Kungsbacka och Borås).

19) Hyberg-issjöar (14 stadier) (pl. 6/8:1—3) omfattande nunataksjöar inom platåområdet E om Öresjö (Borås).

20) Håkabo-issjöar (8 stadier) (pl. 6/8:1—3) runt två mindre toppar vid Tolkens norra ände (Ulricehamn).

21) Härna-issjöar (3 stadier) (pl. 7/—) runt topparna N om Härna kyrka (Ulricehamn); motsvara på pl. 8:4 den del av Hällstad-issjön (C22), som omflyter de båda sydöstra öpartierna.

---

[1] Den första hänvisningen gäller översiktsdiagrammen (pl. 6, 7), den andra kartorna över issjöarnas utbredning och isavsmältningens förlopp (pl. 8, 9).

[2] Denna hänvisning gäller resp. topografiskt kartblad.

22) Härstorp-issjöar (16 stadier) (pl. 7/8:3, 4) kring höjdpartier NW om Åsunden (Ulricehamn).

23) Julåsa-issjöar (14 stadier) (pl. 6/8:3, 4) runt höjdpartiet E om Roasjö kyrka (Kungsbacka) (Gillberg 1945, s. 452 — ingå i de då s. k. Ätra-issjöarna).

24) Karlstorp-issjöar (12 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) runt höjdpartiet mellan Nossadalen i W, sjöarna Sandsken och Sämsjön i E (Ulricehamn).

25) Klinten-issjöar (12 stadier) (pl. 7/8:3) runt höjdpartiet NE om Varnums kyrka (Ulricehamn).

26) Kolsjö-issjöar (13 stadier) (pl. 7/8:3, 4) omfattande nunataksjöar inom platåområdet W om Säven (Borås).

27) Laryd-issjöar (19 stadier) (pl. 7/8:3, 4; 9:5) kring platåområdet N om Varnumsdalen, W om Fänneslunda (Ulricehamn).

28) Lindsås-issjöar (8 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) runt flera höjdpartier N om sjön Ärtingen (Borås).

29) Ljur-issjöar (8 stadier) (pl. 7/9:6) runt flera toppar W om Ornungasjön (Borås).

30) Mahult-issjöar (7 stadier) (pl. 6/8:1, 2) kring flera toppartier inom platåområdet N om Fagereds kyrka, W om Älvsered (Varberg).

31) Morjhult-issjöar (11 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) runt höjdpartiet mellan Nösjöarna i W, Nordåns dal i E (Borås).

32) Murum-issjöar (5 stadier) (pl. 7/—) runt toppartiet W om Murums kyrka (Ulricehamn); motsvara på pl. 8:4 den del av Hällstad-issjön (C22), som omflyter det mellersta av de norra öpartierna.

33) Mysten-issjöar (13 stadier) (pl. 7/9:5, 6) kring höjdpartierna mellan Ömmern och Sävelången (Borås).

34) Prekabo-issjöar (16 stadier) (pl. 6/8:1, 2) kring höjdpartierna mellan Öxabäck i W, Holsjön i E (Kungsbacka).

35) Rogsberg-issjöar (13 stadier) (pl. 6/8:3) kring flera toppar S om Skephults kyrka (Kungsbacka) (Gillberg 1945, s. 452 — ingå delvis i de då s. k. Ätra-issjöarna).

36) Råddeby-issjöar (12 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) kring flera höjdpartier S om Viaredsjön (Borås).

37) Rörsvik-issjöar (3 stadier) (pl. 6/9:5) runt norra delen av höjdpartiet mellan Viska-Öresjödalarna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 464).

38) Siggebo-issjöar (5 stadier) (pl. 6/8:2) runt flera höjdpartier mellan Ätradalen i E, Mjöbäcksdalen i W (Varberg och Kungsbacka).

39) Silarp-issjöar (5 stadier) (pl. 7/8:4) runt några toppar W om Ätradalen, Dalum (Ulricehamn).

40) Slätthult-issjöar (8 stadier) (pl. 6/9:5, 6) runt höjdpartiet mellan Surta-Bårred-Hålsjödalarna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 464).

41) Spjutås-issjöar (12 stadier) (pl. 6/8:1, 2) omfattande nunataksjöar inom platåområdet N om Holsjön (Kungsbacka).

42) Tvärred-issjöar (13 stadier) (pl. 6/8:2, 3) kring höjdområdet mellan Tolken och Åsunden (Ulricehamn).

43) Ubbhult-issjöar (10 stadier) (pl. 6/9:5) runt flera toppartier S om Ingsjödalen, N om Lygnern (Kungsbacka).

44) Vallsås-issjöar (7 stadier) (pl. 6/8:2) kring flera höjdpartier E om Tolken (Kungsbacka).

45) Älmestad-issjöar (6 stadier) (pl. 7/—) runt flera toppar vid Hällstad

och Möne kyrkor (Ulricehamn); motsvara på pl. 8:4 den del av Hällstad-issjön (C22), som omflyter de båda nordöstra öpartierna.

46) Äspered-issjöar (11 stadier) (pl. 6/8:1, 2) runt höjdpartierna W om Tolken (Ulricehamn).

47) Ödenäs-issjöar (19 stadier) (pl. 7/8:4, 9:5) runt toppartierna E om Ömmern, N om Nösjöarna (Borås).

48) Östbo-issjöar (20 stadier) (pl. 6/8:2—4) runt höjdpartier E om Frisjön, W om Ätradalen (Kungsbacka och Gislaved) (Gillberg 1945, s. 452— ingå i de då s. k. Nunataksjöarna, Sista äldre baltiska issjön och Ätra-issjöarna.)

B. Ensidiga marginalsjöar. Den andra gruppen issjöar utgöres av de typiska marginala kantsjöarna. I allmänhet efterträdde de nunataksjöarna, när uttunningen fortgått så långt, att det uppdämda smältvattnet helt koncentrerades till dalsidorna men lämnade platåområdena fria. Oftast uppdelades därvid de forna nunataksjöarna allt efter terrängen i flera sådana marginalsjöar. Öppet vatten i större grad har endast funnits, där terrängen gjorde större inbuktningar. Avloppen ha varit laterala-subglaciala, och vanligen ha flera sådana existerat från varje stadium. Intermittenta tappningar torde ofta ha förekommit. Särskilt i dessa kantsjöar har strömmande vatten varit av stor betydelse för utformningen av strandlinjerna (föreg. kap.) och bortförandet av abrasionsmaterialet.

1) Ammarp-issjöar (10 stadier) (pl. 6/8:3) korta marginalsjöar utmed höjdområdet W om Dannike kyrka (Ulricehamn).

2) Backa-issjöar (10 stadier) (pl. 7/9:7, 8) kantsjöar utmed höjdpartiet N om L. Hålsjön (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 466 — utgöra en sammanslagning av där beskrivna Backa- och Dammet-issjöar samt delar av Rya-issjöarna).

3) Barrsjö-issjöar (2 stadier) (pl. 6/—) i Barrsjöns dalsänka N om Kinna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 464).

4) Björkås-issjöar (6 stadier) (pl. 6/9:6, 7) utmed Viskadalens norra sida mellan Skene och Kinna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 464).

5) Bokhult-issjöar (2 stadier) (pl. 6/8:3) slingrande marginalsjöar i dalstråken N—NW om Fagereds kyrka (Varberg).

6) Bredared-issjöar (4 stadier) (pl. 7/—) omfattande marginalsjöar N om Borås utmed Öresjös västra sida och in i dalbukterna kring Bredareds kyrka (Borås); motsvara på pl. 8:4 Sandhult-issjöns (B52) östra och norra delar.

7) Brunarp-issjöar (3 stadier) (pl. 6/8:3) långsträckta kantsjöar utmed höjdområdet E om Holsjö-Hallångendalen (Kungsbacka).

8) Bråtared-issjöar (14 stadier) (pl. 7/9:6, 7) korta issjöar längs höjdområdet W om Björketorps kyrka (Kungsbacka).

9) Bua-issjöar (3 stadier) (pl. 7/9:6) korta kantsjöar längs V. Nösjöns västra dalsida (Borås).

10) Dannike-issjöar (6 stadier) (pl. 6/8:4) delvis relativt breda marginalsjöar utmed höjdområdet N om Dannike kyrka (Ulricehamn).

11) Dansered-issjöar (12 stadier) (pl. 7/9:6) utmed Mölndalsåns södra dalsida (Borås).

12) Finabo-issjöar (3 stadier) (pl. 6/9:8) utmed Häggådalens västra sida från Högås i S till Sävsjön i N (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 470).

13) Fjälla-issjöar (4 stadier) (pl. 7/8:4) långsträckta marginalsjöar utmed Söderåns-Viaredsjöns norra dalsida från Borås i E till och in i Gesebolsjöns dalsänka i W (Borås).

14) Flahult-issjöar (3 stadier) (pl. 6/8:3) inom höjdområdet E om Oklången och Tolken, från Gudmundared i S runt höjderna vid Vallsås och ned i dalen vid Älekulla (Kungsbacka).

15) Frölunda-issjöar (4 stadier) (pl. 6/8:3) långsträckta marginalsjöar utmed Ätradalens västra sida från Karkashult i N till Hyndarp i S (Kungsbacka och Gislaved).

16) Gesebol-issjöar (11 stadier) (pl. 6/9:5) vidsträckta, i vissa dalsänkor delvis öppna marginalsjöar inom platåområdet N om Viaredsjön, från Borås i E till Töllsjö och Hedared i NW (Borås).

17) Gigered-issjöar (5 stadier) (pl. 6/—) utmed Torestorpsdalens södra sida från Holsjön i E till Torestorp i W (Kungsbacka); motsvara på pl. 8:4 Torestorp-issjöns (C48) södra parti.

18) Gunnarp-issjöar (3 stadier) (pl. 6/8:4) korta kantsjöar utmed södra Ätradalens västra sida från Ätrans station i S till Öresjön i N. Av issjösedimentens utbredning att döma, kunna de möjligen ha omfattat hela dalen (Varberg).

19) Guthult-issjöar (5 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5, 6) utmed Gallåsens norra sida i södra Surtadalen (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 466).

20) Hagdene-issjöar (2 stadier) (pl. 7/9:6) längs Nossadalens östra sida, från Molla i S till Skölvene i N (Ulricehamn).

21) Heden-issjöar (4 stadier) (pl. 7/—) korta kantsjöar utmed Säveåns norra dalsida från Sävens nordspets i SW till Gundlered i N (Borås); motsvara på pl. 9:7 Oryd-issjöns (B45) norra parti.

22) Holmen-issjöar (4 stadier) (pl. 7/9:6) korta issjöar utmed Nossadalens östra sida från Sandsken i E till Borgstena i SW (Borås och Ulricehamn).

23) Hulvik-issjöar (7 stadier) (pl. 7/9:5) utmed Sävens västra dalsida samt Säveåns södra dalsluttning (Borås).

24) Hyndarp-issjöar (2 stadier) (pl. 6/8:4) utmed Ätradalens västra sida från Vitasjö i N till Hjelmsås i S (Varberg och Kungsbacka).

25) Håvet-issjöar (17 stadier) (pl. 7/9:6, 7) utmed Storåns östra dalsida från Rävlanda i N till Björlanda i S (Kungsbacka).

26) Härsjö-issjöar (3 stadier) (pl. 7/—) slingrande och i de nuvarande sjösänkorna mer öppna marginalsjöar inom höjdområdet längs Mölndalsåns norra sida (Borås); motsvara på pl. 9:6 Hagen-issjöns (C11) södra delar.

27) Ingsered-issjöar (12 stadier) (pl. 7/9:6) utmed Ingsjödalens norra sida (Kungsbacka).

28) Jordås-issjöar (3 stadier) (pl. 7/9:6) vidsträckta marginalsjöar utmed Ö. Nösjöns, Ömmerns och Närens östra dalsidor (Borås).

29) Jäxhult-issjöar (9 stadier) (pl. 6/9:6) utmed Ingsjödalens södra sida (Kungsbacka).

30) Karlsryd-issjöar (3 stadier) (pl. 7/—) utmed övre Viskadalens västra sida från Borås i N till Rydboholm i S (Kungsbacka); motsvara på pl. 9:6 Lönnhult-issjöns (C28) norra parti.

31) Kattunga-issjöar (6 stadier) (pl. 6/9:5, 6) korta kantsjöar inom södra delen av höjdområdet mellan Viska-Öresjödalarna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 467).

32) Kriken-issjöar (3 stadier) (pl. 6/9:7) korta marginalsjöar längs L. Hålsjöns södra dalsida (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 468).

33) Kurse-issjöar (2 stadier) (pl. 6/—) i Bårredsjöns dal samt längs Surtadalens östra sida upp till Hyssna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 465 — detsamma som dåvarande Bårred-issjöarnas två första stadier).

34) Kärr-issjöar (5 stadier) (pl. 6/—) korta kantsjöar utmed höjdområdet S om Mogden (Ulricehamn); motsvara på pl. 8:4 Ving-issjöns (B70) östligaste parti.

35) Landa-issjöar (13 stadier) (pl. 7/9:8) omfattade och relativt öppna issjöar inom platåområdet mellan Algutstorps, Grude och Remmene kyrkor (Borås).

36) Liagärde-issjöar (5 stadier) (pl. 7/9:7) utmed St. Hålsjöns norra dalsida (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 468).

37) Lunden-issjöar (10 stadier) (pl. 7/9:7) längs övre Viskadalens nordvästra sida från Seglora i S till Rydboholm i N (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 467 — dåvarande Hultaliden-issjöarna ingå däri).

38) Lygnö-issjöar (25 stadier) (pl. 7/9:5—7) buktande marginalsjöar utmed Sävedalens östra sida från St. Färgen i S till Kärtared i N (Borås).

39) Moga-issjöar (2 stadier) (pl. 6/9:8) i södra delen av den tvärande Viskadalen (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 468).

40) Målsryd-issjöar (8 stadier) (pl. 6/8:4) buktande issjöar SW om Borås, från Målsryd i S till Sjöbo i N (Borås och Ulricehamn).

41) Närsbo-issjöar (4 stadier) (pl. 7/—) utmed Närens och St. Färgens östra dalsidor (Borås); motsvara på pl. 9:5 Lygnö-issjöns (B38) södra parti.

42) Näs-issjöar (11 stadier) (pl. 7/9:7) längs Sävelångens östra dalsida, från Hemsjö i S till Skallsjö i N (Borås).

43) Olofsbo-issjöar (6 stadier) (pl. 6/—) utmed södra sidan av höjdområ- let N om Yttre Åsunden (Ulricehamn); motsvara på pl. 8:4 Dannike-issjöns (B10) östra parti.

44) Ornunga-issjöar (7 stadier) (pl. 7/9:6—8) från Grude i N över Ornungasjöns dalsänka till Ljur i SW (Borås).

45) Oryd-issjöar (22 stadier) (pl. 7/9:7) buktande marginalsjöar från Oryd S till Siene i N samt Säveåns dal till Ljur (Borås).

46) Pålsbo-issjöar (3 stadier) (pl. 7/—) N om Viaredsjön från Hultafors i E till Sandhult i NW (Borås); motsvara på pl. 8:4 Fjälla-issjöns (B13) och Sandhult-issjöns (B52) södra delar.

47) Revesjö-issjöar (10 stadier) (pl. 6/8:3, 4) från Redslared runt höjdområdet vid Revesjö ned till Holsljunga (Kungsbacka).

48) Ryda-issjöar (2 stadier) (pl. 7/—) från Borås i S utmed Öresjös västra dalsida till dess nordspets (Borås); motsvara på pl. 9:6 Vralen-issjöns (B71) ödra parti.

49) Råstorp-issjöar (3 stadier) (pl. 7/9:6) korta kantsjöar från Fristad i S ill Borgstena i N (Borås).

50) Röl-issjöar (7 stadier) (pl. 7/9:5) från Borås i S utmed Öresjös västra alsida till Sävens sydspets (Borås).

51) Röllese-issjöar (8 stadier) (pl. 6/8:3) utmed Torestorpsdalens norra ida från Holsjön i E till Röllese i W (Kungsbacka).

52) Sandhult-issjöar (7 stadier) (pl. 7/8:4) buktande marginalsjöar inom latåområdet N om Viaredsjön, från Gesebol i SW till Öresjös nordspets i E (Borås).

53) Sibbarp-issjöar (6 stadier) (pl. 7/9:6) korta kantsjöar från Ärtingen i S till Borgstena i N (Borås).

54) Sjöbo-issjöar (4 stadier) (pl. 6/—) långsträckta marginalsjöar utmed Öresjös östra dalsida från Sävshult i S till Fristad i N (Borås); motsvara på pl. 8:4 Målsryd-issjöns (B40) mellersta och norra parti samt hela Sparsör-issjön (B57).

55) Skårebo-issjöar (3 stadier) (pl. 6/8:3) inom platåområdet S om Torestorpsdalen, från Skårebo i S till Holsjön i NE (Kungsbacka).

56) Snugge-issjöar (7 stadier) (pl. 7/9:6) från Borgstena i S och Tämta i W till Grude i N (Borås).

57) Sparsör-issjöar (16 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5, 6) korta marginalsjöar utmed Öresjös östra dalsida (Borås).

58) Säby-issjöar (2 stadier) (pl. 7/—) i dalgången NE om Mogden (Ulricehamn); motsvara på pl. 9:6 Nitta-issjöns (C33) nordöstra parti.

59) Sävsjö-issjöar (2 stadier) (pl. 6/—) inom Sävsjöns dalsänka N om Fritsla (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 470).

60) Taryd-issjöar (3 stadier) (pl. 6/8:3) utmed Toarpsdalens östra sida (Ulricehamn).

61) Timmele-issjöar (4 stadier) (pl. 6, 7/—) långsträckta marginalsjöar utmed Ätradalens västra sida, från Åsundens sydspets till Blidsberg i N (Ulricehamn); motsvara på pl. 9:5 Åsunden-issjöns (C55) norra parti.

62) Tokarp-issjöar (9 stadier) (pl. 6/9:5, 6) utmed höjdområdet E om Borås, från kartbladsgränsen i S till Sjöbo i N (Borås).

63) Toleryd-issjöar (3 stadier) (pl. 7/—) buktande och delvis öppna marginalsjöar utmed Sävedalens södra sida, från Aspen i S till Skallsjö i N (Borås); motsvara på pl. 9:6 Hagen-issjöns (C11) norra delar.

64) Tostared-issjöar (4 stadier) (pl. 6/—) utmed Lygnerns södra dalsida (Kungsbacka).

65) Transås-issjöar (6 stadier) (pl. 6/9:7) utmed övre Viskadalens östra sida, från Rydboholm i S till Borås i N (Kungsbacka och Borås).

66) Tämta-issjöar (2 stadier) (pl. 7/—) utmed Sävens östra dalsida (Borås); motsvara på pl. 9:7 Säven-issjöns (C44) östra del.

67) Uvebo-issjöar (7 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5) utmed Ätradalens västra sida, från Ö. Frölunda i S till Karkashult i N (Kungsbacka och Gislaved).

68) Vasared-issjöar (10 stadier) (pl. 6/8:4) utmed Åsundens västra dalsida (Ulricehamn).

69) Vatunga-issjöar (5 stadier) (pl. 6/8:3) utmed Tolkens västra dalsida (Ulricehamn).

70) Ving-issjöar (15 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5) längs Varnumsdalens södra sida, från Varnum i W till Mogden i E (Ulricehamn).

71) Vralen-issjöar (6 stadier) (pl. 7/9:6) delvis buktande marginalsjöar utmed Sävens västra dalsida samt ned till Borås (Borås).

72) Årenäs-issjöar (7 stadier) (pl. 6/9:6) utmed Lygnerns norra dalsida (Kungsbacka).

73) Åsen-issjöar (12 stadier) (pl. 6/8:3, 4) inom platåområdet E—NE om Ö. Öresjön, från Vännebo i NE till Röllese i S (Kungsbacka).

74) Örby-issjöar (12 stadier) (pl. 6/9:5—7) samma utbredning som de föregående samt hela Ljungaådalen (Kungsbacka).

75) Örlanda-issjöar (2 stadier) (pl. 7/—) utmed höjdområdet E om Borg-

stena, från Fristad i S till Sandsken i NE (Borås och Ulricehamn); motsvara på pl. 9:6 Holmen- (B22) och Råstorp-issjön (B49).

76) Överlida-issjöar (3 stadier) (pl. 6/8:3) utmed Mjöbäcksdalens västra sida, från kartbladsgränsen i S till Karkashult i N (Kungsbacka).

C. Dubbelsidiga marginalsjöar. Den tredje gruppen issjöar omfattar främst sådana, vilka enligt strandlinjernas fördelning synas ha utbrett sig på båda sidor av skilda dalstråk. I regel ha de varit de sista systemen inom olika områden och ha bildats genom sammanflytning av flera ensidiga marginalsjöar. Under denna tid skedde det slutliga sönderfallet av isen, och sannolikheten för att korresponderande nivåer ha tillhört gemensamma stadier är därför mycket stor. Mer omfattande fria vattenytor ha säkerligen förekommit, och den murkna isen har troligen allmänt fungerat som ett kommunicerande kärl.

Till denna grupp ha också hänförts ett par andra issjötyper. Efter vissa nunataksjöar och ensidiga marginalsjöar ha ofta stora issjösystem uppstått, omfattande ett flertal dalstråk inom ifrågavarande platåområde. Liksom en del nunataksjöar borde de egentligen kallas platåissjöar men denna typ synes bäst ställas i paritet med de verkliga, dubbelsidiga marginalsjöarna. Mer oegentligt kan det däremot vara att till denna grupp även räkna de inom nordområdet existerande issjöarna, vilka utbrett sig mellan de södra landområdena och den mot N vikande landisen. I högre grad än övriga issjöar torde de ha varit öppna vattenytor. Eftersom isrester dock kvarlegat inom vissa dalsänkor, och isglober skjutit ned från den norra isen, ha de åtminstone inom vissa delar liknat de dubbelsidiga marginalsjöarna.

Avloppen ha i regel varit laterala-subglaciala. Sådana, som betingats av verkliga passpunkter i terrängen, ha dock relativt ofta förekommit. Oavsett typen uppträda i många fall flera avloppsfåror från en och samma issjönivå.

1) Borås-issjöar (5 stadier) (pl. 6, 7/9:7) i Öresjö- och övre Viskadalen från Rydboholm i S till Fristad i N (Kungsbacka och Borås).

2) Bosnäs-issjöar (2 stadier) (pl. 7/—) platåissjöar mellan Viaredsjön och övre Viskadalen (Kungsbacka och Borås); motsvara på pl. 9:6 Lönnhult-issjöns (C28) norra parti men med större utbredning i W.

3) Brännared-issjöar (4 stadier) (pl. 6/9:6) inom dalutvidgningen mellan Viska-Öresjö-Tolkendalarna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 464).

4) Bugared-issjöar (2 stadier) (pl. 7/—) inom övre Surtans båda norra källdalar, från Loftås i S till Upptröst och Hunghult i N (Kungsbacka); motsvara på pl. 9:6 Grönbo-issjöns (C10) båda norra vikar.

5) Bårred-issjöar (4 stadier) (pl. 6/9:7, 8) inom Bårredsjöns dalsänka (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 465 — motsvara dåvarande Bårred-issjöarnas fyra sista stadier).

6) Döve-issjöar (8 stadier) (pl. 6/9:6) inom nordområdet omfattande issjöar mellan de södra landområdena och den norra isen (Ulricehamn).

7) Fagered-issjöar (5 stadier) (pl. 6/—) buktande issjöar inom flertalet dalsystem N om Fagereds kyrka (Varberg); motsvara på pl. 8:4 Lia-issjöns (C25) västra delar.

8) Frisjö-issjöar (5 stadier) (pl. 6/9:7, 8) inom Frisjödalen och angränsande mindre dalsänkor (Kungsbacka) (Gillberg 1945, s. 457).

9) Fristad-issjöar (2 stadier) (pl. 6, 7/—) i Ärtingens, Gärstorps- och Varnumsdalarna till Varnum i E och Fänneslunda i N (Borås och Ulricehamn); motsvara på pl. 9:7 Borås-issjöns (C1) tre norra vikar.

10) Grönbo-issjöar (3 stadier) (pl. 7/9:6) inom platåområdet NE om Hålsjöarna (Kungsbacka).

11) Hagen-issjöar (9 stadier) (pl. 7/9:6) sannolikt relativt öppna issjöar mellan Mölndalsåns och Säveåns dalstråk (Borås).

12) Hedared-issjöar (8 stadier) (pl. 7/9:5) inom dalgångarna E om Töllsjö (Borås).

13) Hessered-issjöar (2 stadier) (pl. 7/—) inom Surtans östligaste källdal, från Loftås i S till Lönnhult i E (Kungsbacka); motsvara på pl. 9:7 Loftås-issjöns (C27) östra parti.

14) Hestra-issjöar (2 stadier) (pl. 7/9:6) inom Nordåns dal, från Bollebygd i S till Hedared i NE (Borås).

15) Holsjö-issjöar (8 stadier) (pl. 6/8:4) inom Holsjöns dalsänka (Kungsbacka).

16) Hulane-issjöar (4 stadier) (pl. 6/9:5) inom dalsänkorna på platån W om Gallåsen (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 466).

17) Hulta-issjöar (9 stadier) (pl. 7/—) inom Nordåns och Söderåns dalar N och E om Bollebygd (Borås); motsvara på pl. 9:7 Maden- (C29) och Tappbo-issjöarna (C45).

18) Hunghult-issjön (1 stadium) (pl. 7/—) vidsträckt platåissjö inom höjdområdet N om Hålsjöarna (Kungsbacka); motsvarar på pl. 9:6 större delen av Grönbo- (C10) och Lönnhult-issjöarna (C28).

19) Hålsjö-issjöar (4 stadier) (pl. 6, 7/9:8) inom St. Hålsjödalen och Seglorabassängen (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 467).

20) Hårsås-issjön (1 stadium) (pl. 6/—) inom Hårsåssjöns dalsänka på västra sidan av Surtadalen (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 467).

21) Häggå-issjöar (17 stadier) (pl. 6/9:7, 8) inom övre Häggådalen N om Kinnarumma (Kungsbacka).

22) Hällstad-issjöar (3 stadier) (pl. 7/8:4) inom flertalet dalstråk inom nordområdets södra del, dämd i S av en islob i Varnumsdalen, i N av landisens norra front (Ulricehamn).

23) Kakås-issjöar (8 stadier) (pl. 6/9:5, 6) inom övre Häggådalen samt mindre dalsänkor i N och NE (Kungsbacka, Borås och Ulricehamn).

24) Kungsäter-issjöar (18 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5) inom Oklångens dal samt Tolkendalens södra parti (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 472).

25) Lia-issjöar (10 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5) inom Högvadsåns källdalar, från Ullared i S till Älvsered och Mahult i N (Varberg).

26) Lida-issjöar (6 stadier) (pl. 7/9:7) inom Lidans källdalar; ha sannolikt större utbredning mot N, troligen också flera yngre stadier (Ulricehamn).

27) Loftås-issjöar (14 stadier) (pl. 7/9:7, 8) inom övre Surtadalen och

mindre dalsänkor i N—NE (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 468 — dåvarande Rya-issjöar ingå däri).

28) Lönnhult-issjöar (5 stadier) (pl. 7/9:6) inom ett flertal dalsänkor inom platåområdet N om Seglora (Kungsbacka och Borås).

29) Maden-issjöar (7 stadier) (pl. 7/9:7) inom Nordåns och Söderåns dalar, från Bollebygd i S till Hultafors i E och Holmared i N (Borås).

30) Mjöbäck-issjöar (10 stadier) (pl. 6/8:4) inom Mjöbäcksdalen, från kartbladsgränsen i S till Holsjöns sydspets i N (Kungsbacka).

31) Mjösjö-issjön (1 stadium) (pl. 6/9:6) inom mindre dalsänkor SW om Gallåsen (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 468).

32) Möne-issjöar (5 stadier) (pl. 7/9:5) inom nordområdet, från Sandsken i W till Blidsberg i E, dämda i N av den norra landisen (Ulricehamn).

33) Nitta-issjöar (3 stadier) (pl. 6, 7/9:6) inom Varnumsdalens östra delar (Ulricehamn).

34) Nossa-issjöar (21 stadier) (pl. 7/9:7, 8) inom Nossadalen (Borås och Ulricehamn).

35) Nytorp-issjöar (4 stadier) (pl. 6/—) inom flera dalstråk W om Ätradalen, från Yttre Åsunden i N till och in i Frisjödalen i S (Kungsbacka, Gislaved och Ulricehamn) (Gillberg 1945, s. 452 — dåvarande Ätra-issjöar ingå däri); motsvara på pl. 9:5 Åsunden-issjöns (C55) södra delar.

36) Nösjö-issjöar (6 stadier) (pl. 7/9:7) inom Nösjöarnas dalsänka (Borås).

37) Redslared-issjöar (2 stadier) (pl. 6/9:5) från Revesjö i S utmed Ätradalen till Redslared i W och Roasjö i N (Kungsbacka och Gislaved) (Gillberg 1945, s. 452 — ingå i dåvarande Ätra-issjöar).

38) Roasjö-issjöar (2 stadier) (pl. 6/8:4) från Redslared i S till Skephult W och Snärsbo i NE (Kungsbacka) (Gillberg 1945, s. 452 — ingå i dåvarande Ätra-issjöar).

39) Sassarp-issjöar (6 stadier) (pl. 7/9:5) inom de sydgående dalstråken N om östra Varnumsdalen (Ulricehamn).

40) Skabo-issjöar (4 stadier) (pl. 7/9:6) i västra Varnumsdalen och Fänneslundadalen (Ulricehamn).

41) Stenhult-issjöar (4 stadier) (pl. 6/—) inom höjdområdet mellan Ätra-Mjöbäcksdalarna (Kungsbacka); motsvara på pl. 8:3 Brunarp- (B7) och Frögunda-issjön (B15).

42) Stämme-issjöar (4 stadier) (pl. 6/9:8) inom den tvärgående Viskadalen Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 468).

43) Surta-issjöar (3 stadier) (pl. 6/9:7) inom Surtadalen till Hyssna i N Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 472).

44) Säven-issjöar (5 stadier) (pl. 7/9:7) inom Sävens dalsänka (Borås).

45) Tappbo-issjöar (7 stadier) (pl. 7/9:7) inom Nordåns östra källdalar rån Holmared i SW till Hedared i NE (Borås).

46) Toarp-issjöar (14 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5, 6) inom Toarpsdalen (Ulriceamn) (Sandegren 1918).

47) Tolken-issjöar (11 stadier) (pl. 6/8:4) inom Tolkens dal (Ulricehamn).

48) Torestorp-issjöar (16 stadier) (pl. 6/8:4, 9:5—7) inom Torestorpsåns al samt utmed Öresjödalens östra sida till Klev i N (Kungsbacka) (Gillberg 948, s. 470 — östra delarna av dåvarande Öresjö-issjöar ingå däri).

49) Torsjö-issjöar (6 stadier) (pl. 6/8:3) runt höjdområdet mellan Ätra-Högvadsåns dalar samt upp i dem till kartbladsgränsen i N (Varberg).

50) Ulå-issjöar (13 stadier) (pl. 7/9:7) i Ulådalen (Kungsbacka).

51) Varnum-issjöar (3 stadier) (pl. 6, /7—) i Varnumsdalen samt mindre dalsänkor (Ulricehamn); motsvara på pl. 9:6 nästan hela Nitta- (C33), Skabo- (C40) och Toarp-issjön (C46).

52) Viared-issjöar (7 stadier) (pl. 7/9:6) inom Söderåns och Viaredsjöns dalgång E om Bollebygd (Borås).

53) Viesjö-issjöar (5 stadier) (pl. 7/—) inom Viesjöns dalsänka på västra sidan av övre Ätradalen (Ulricehamn).

54) Vännered-issjöar (7 stadier) (pl. 6/8:4) inom Vännebosjöns och Ljungaåns dalgång (Kungsbacka) (Gillberg 1945, s. 457 — dåvarande Vännebo-issjöar ingå däri).

55) Åsunden-issjöar (11 stadier) (pl. 6, 7/9: 5 ,6) utmed Ätradalens västra sida, från Blidsberg i N till Svenljunga i S samt in i Frisjödalen (Kungsbacka, Gislaved och Ulricehamn) (Gillberg 1945, s. 452, 1951 — motsvara ungefär dåvarande sista Ätra-stadier men med större omfattning).

56) Ömmern-issjöar (8 stadier) (pl. 7/—) i Ömmerns dalsänka (Borås).

57) Ömosse-issjöar (2 stadier) (pl. 6/8:4) inom mindre dalsänkor S om Navåsen (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 470 — motsvara dåvarande Ömosse-issjöarnas två sista stadier).

58) Öresjö-issjöar (6 stadier) (pl. 6/9:6, 7) runt och inom platåområdet mellan Viska-Öresjödalarna (Kungsbacka) (Gillberg 1948, s. 473 — motsvara dåvarande Öresjö-issjöar utom deras östra delar).

Som framgår av denna beskrivning, ha en del förändringar varit tvungna att göras beträffande de av mig 1945 och 1948 uppställda issjösystemen. Justeringarna av de inom Viskaområdet förekommande issjöarna äro relativt obetydliga. Några få system (t. ex. Bårred-issjöarna) ha på grund av annan gruppindelning tudelats; andra (t. ex. Backa- och Dammet-issjöarna) ha sammanslagits, då de synbarligen kunna ha utgjort ett gemensamt issjösystem. Utmed Hålsjödalens norra sida och inom Öresjö-Tolkenområdet ha förändringarna blivit något större, eftersom isavsmältningen då endast berördes inom själva dalstråken, icke inom de angränsande platåområdena. I huvudsak ha emellertid namnen på issjöarna bibehållits, blott antalet stadier och utbredningen ha närmare justerats.

Inom Frisjöområdet kvarstå däremot endast de lokala Frisjö-issjöarna, medan övriga förut redovisade system visat sig ingå i helt andra förband. Mest betydelsefullt är givetvis, att icke något stadium av de baltiska issjöarna synes ha sträckt sig fram till denna trakt. Isen och därmed också issjöarna hade under denna tid ett helt annat höjdläge inom undersökningsområdet än inom Sydsvenska höglandets centrala och östra delar (jfr pl. 8, 9 med Nilsson 1953). Icke heller någon hela Ätradalen omfattande Ätra-issjö torde ha existerat. Liksom i övriga dalstråk har is upptagit denna dal ända till sin upplösning, och på grund av den långsamma uttunningen har fronten endast långsamt dragit sig tillbaka mot N. Att någon enhetlig issjö icke funnits i Ätradalen framgår bl. a. av sedimentytornas sträckvis mycket olika lutning (Munthe 1910, s. 1224). Detta tyder klart på att de uppkommit i skilda is- eller fornsjöar.

Dessa resultat stå i skarp kontrast till Nilssons uppfattning om issjöarnas utbredning inom Sydsvenska höglandet (1953). Enligt denna skulle de sista äldre baltiska issjöarna ha nått fram till Ätradalen samt en Ätra-issjö efter deras tappning ha uppkommit. Dessutom skulle en relativt rak, över höjderna gående isfront ha dämt i N. För närvarande synas inga möjligheter föreligga att överbrygga dessa motsättningar. Sannolikt torde utvecklingen inom de mer brutna trakterna mellan Ätradalen och Vättern-Lagadalen vara avgörande för detta problem. Möjligen utgör detta parti en övergångszon mellan det västra resp. östra avsmältningsområdet.

Isavsmältningen och därmed sammanhängande problem

Medan de glacigena avlagringarna i regel endast påvisa isavsmältningens principiella förlopp samt delvis fastställa israndens läge och beteende vid vissa tidpunkter, kan framför allt issjöutvecklingen ge mer detaljerade upplysningar därom. För en mer exakt framställning är det emellertid nödvändigt att känna issjöarnas inbördes åldersförhållanden. Då några preciserade årtal icke finnas (se nedan), måste denna datering genomföras på annat sätt. Bl. a. genom en jämförelse mellan de relativa gradienterna är detta möjligt. De flera gånger återkommande reversionsfaserna i landhöjningen ha därvid varit av största betydelse för konnektionen. Issjöytornas successiva övergång i varandra och deras avloppsförhållanden ha också bidragit till att säkrare fastlåsa de olika stadiernas relativa tidsställning (jfr pl. 6, 7).

En detaljerad bild av issjöutvecklingen, d. v. s. även isavsmältningen, kan på detta sätt erhållas. På grundval därav ha åtta kartor sammanställts (pl. 8, 9), belysande olika tidpunkter i detta händelseförlopp. I någon mån tala dessa kartor för sig själva men flera detaljförhållanden och därtill anslutande problem måste beröras. Lämpligast sker detta genom en beskrivning av varje tidsfas. Dessförinnan måste emellertid några allmänna konstruktionsfrågor diskuteras.

Då kartorna varit tvungna att ritas i relativt liten skala (1 : 200 000), har stark schematisering varit nödvändig. Issjöarnas utbredning har ålunda varit betydligt mer slingrande, och särskilt ute på kustslätten orde isfronten varit mer loberad.[1]

De relativt små platåområdena vid övergången till kustslätten samt ute på denna ha tyvärr varit tvungna att lämnas därhän. De flesta bestå på högre nivåer av blottat berg, varigenom strandlinjer äro svåra att urskilja. Nästan samtliga ha visserligen besökts, och enstaka tydliga issjönivåer ha konstaterats men några enhetliga stadier kunna knappast bestämmas. Dessa höjdpartier anges därför på kartorna som enbart uppstickande nunataker utan uppdämt smältvatten.

---

[1] Beträffande Viskadalen och angränsande trakter, äro även detaljerna i issjöarnas tbredning synliga på de tidigare publicerade kartorna över isavsmältningen inom dessa mråden (Gillberg 1948, fig. 16—23).

Då en utredning av de marina strandytorna helt legat utanför denna undersökning, måste havsytan på samtliga kartor anges medelst MG. Detta betyder, att mer land i verkligheten förekommit under de skilda perioderna — särskilt ute på kustslätten och inom höglandets yttre partier. För dalstråkens del torde denna felkonstruktion spela mindre roll, ty dalsidorna äro så branta, att alltefter havets regression blott föga nytt land vunnits i horisontalled.

Karta 1 (pl. 8). Vid tiden för den äldsta reversionsfasen i landhöjningen (G^4). Submarina moräner.

Till allra största delen täcktes området av is. Endast inom centralzonen samt de högt liggande platåområdena i SE hade flera toppartier framsmält, runt vilka smältvatten hade samlats i form av nunataksjöar av olika omfattning. Med ungefär samma höjdläge på isytan, som indiceras av dessa issjöar, måste även de E om Åsunden belägna delarna av Sydsvenska höglandet varit isfria. Som tillfälliga rekognosceringar ha utvisat, förekomma issjöstrandlinjer även där ända upp till de högsta topparna. Men då undersökningarna icke äro tillräckligt detaljerade, måste issjöutvecklingen där för närvarande lämnas därhän. De säkerligen i takt med avsmältningen W om Åsunden framsmälta höjdpartierna utsättas dock för jämförelse, ehuru med streckad begränsning.

Isfrontens läge i SW är visserligen endast approximativt men med stor sannolikhet har det ungefär framgått efter denna linje. Om isytan mot brämet fortfarande haft den lutning, som anges av de södra issjöarnas höjd, skulle den nått dåvarande havsytan över 1 mil längre ut i Kattegatt. Detta kan dock knappast ha varit fallet, ty dels tilltog säkerligen ytlutningen mot randen, dels måste en relativt kraftig bräcka ha varit utbildad mot det öppna havet. Om därför detta approximativa israndsläge är riktigt, skulle isen ha mynnat med en 30—40 m hög bräcka (jfr fig. 29). Detta synes fullt rimligt, och dessutom börjar havsbottnens brantare stupning omkring denna indicerade frontlinje. Just där borde den förhållandevis tunna isen (lågt räknat 130—150 m mäktig) lyfts och kontinuerligt brutits sönder. På grundval av studier av sjökortens djupkurvor har dessutom Lindekrantz (1944, s. 770) tyckt sig finna bevis för förekomsten av flera moränstråk just utefter denna linje.

Karta 2 (pl. 8). Vid tiden för den andra reversionsfasen i landhöjningen (G^3). Hallandsmoränen.

Landskapsbilden var i princip densamma men alla förut isfria områden hade ökat i omfattning. och ytterligare toppartier hade framsmält. Särskilt markant var denna förändring i S. Visserligen hade isen ännu ej helt koncentrerats till dalstråken men en viss lobering torde allmänt ha kommit till stånd. Betydligt större landområden måste också ha frilagts E om Åsunden. Issjöarna voro fortfarande av nunataktyp men med vidsträcktare utbredning.

Utgående från samma premisser som förut beträffande ytlutningen och därmed isbrämets läge, skulle isfronten nu ha framgått ungefär längs (de yttre) moränerna på kustslätten. Bräckan skulle haft en höjd av över 30 m. Denna landhöjningsfas skulle sålunda ha ekvivalerat med en tydligt klimatiskt betingad stagnation (jfr föregående och följande liknande perioder).

Karta 3 (pl. 8). Från äldre delen av intervallet mellan föregående (G^3) och följande (G^2) reversionsfas i landhöjningen.

Förutom att allt flera toppar hade dykt upp ur isen, hade i S de tidigare framsmälta platåerna förenats till enhetliga partier. Isen hade helt koncentrerats till dalstråken som mer eller mindre breda lober, vilka dock på kustslätten ännu samlades till en sammanhängande ismassa. Alla sydliga issjöar voro av marginal typ.

Inom centralzonen hade landområdena också ökat i omfattning men fortfarande voro flertalet issjöar nunatakartade eller av platåtyp. Början till koncentrering av isen till dalgångarna var dock påtaglig. E om Ätradalen hade ytterligare partier framsmält.

Isfrontens läge har som i föregående fall approximativt bestämts till en linje något innanför de inre Hallandsmoränerna. Bräckans höjd synes ännu ha varit över 30 m. En skärgård hade börjat utbildas utanför isranden.

Karta 4 (pl. 8). Från yngre delen av intervallet mellan reversionsfaserna G^3—G^2.

Både utefter norra och södra delarna av Ätradalen torde höjdområdena E därom ha framsmält, så att isen utgjordes av en markerad lob. Platåområdena i SE hade ytterligare tilltagit i omfattning, och flera dalistungor därigenom utformats. Nästan alla toppartier på de mindre öjdområdena i S hade frilagts, likaså inom de västra, lägre delarna v området.

Inom centralzonen voro de stora platåerna flerstädes helt isfria, och ven där hade dallober utbildats. Dessutom hade många höjdpartier å nordsluttningarna härom framsmält. En första särdelning av hela smassan hade därigenom kommit till stånd, och en nordlig isfront hade börjat ta form med nedskjutande istungor i de mindre dalsänkorna. I dem skedde avsmältningen i motlut, liksom också inom ett par större dalstråk inom den egentliga centralzonen.

Endast W om Viskadalen samt här och var i N funnos nunataksjöar. I övrigt var smältvattnet samlat till olika stora marginalsjöar. På grund av istungornas form hade troligen många av dem relativt stora öppna vattenytor. Isranden hade ytterligare förskjutits mot N—NE, och allt flera partier på kustslätten utgjorde öar i ishavet. Isbräckan synes fortfarande ha varit över 30 m hög.

Karta 5 (pl. 9). Vid tiden för den tredje reversionsfasen i landhöjningen (G^2). Göteborgsmoränen.

En markerad islob intog hela Ätradalen men hade ännu smala förbindelser med ismassan i W. Inom södra delen av dalen hade en fornsjö utbildats upp mot Ätraisens bräm.[1]

Ända fram till Sävedalen i W voro nästan alla större platåområden helt isfria. Blott kring mindre toppartier funnos ännu nunataksjöar, i övrigt förekommo ett stort antal marginalsjöar. Dessa torde åter varit smalare, då smältvattnet icke längre nådde in på själva platåerna utan helt inskränktes till de branta dalsidorna. Kring och W om Sävedalen var isen fortfarande enhetlig. Den norra isfronten hade ytterligare tagit form, och mellan den och centralområdets nordsluttningar var sannolikt relativt öppet vatten. Endast genom flera dalistungor upprätthölls fortfarande förbindelser med den södra delen av isen. Denna var ännu relativt sammanhängande, även om en allt starkare koncentrering till dalgångarna kunde förmärkas.

Den yttre isranden stod i dalmynningarna mot kustslätten. Allt större skärgård hade utbildats, och blott NW om Lygnern var havet relativt öppet. Fixeringen till detta randläge torde få anses fullt exakt, ty även de marina strandytornas (von Post 1947) och MG:s (Gillberg 1952) förlopp antyda denna frontlinje. Även denna reversionsfas i landhöjningen sammanföll sålunda med en klimatiskt betingad stagnationsperiod i avsmältningen. Isbräckan torde ha varit starkt reducerad utom i Sävedalen och strax S härom, där den ännu hade en höjd av över 30 m. Detta stod sannolikt i samband med skärgårdens omfattning. I SW var havet öppet, och en kraftig kalvning kunde äga rum. S härom utgjorde skärgården ett starkt skydd, varigenom isuppbrytningen nedsattes. Isloberna nådde därför längre ut inom detta område.

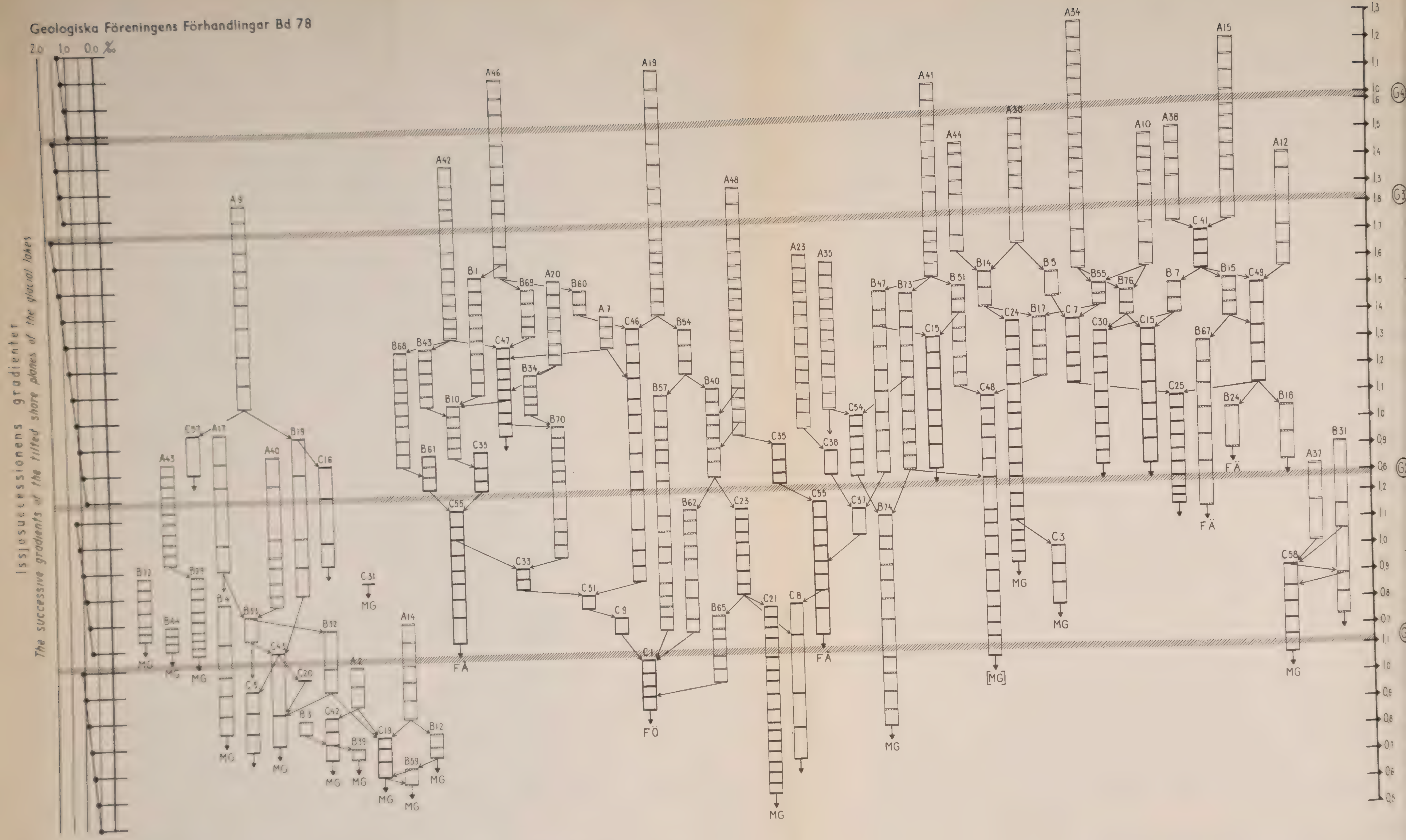
Karta 6 (pl. 9). Mellan föregående (G^2) och den sista (G^1) reversionsfasen i landhöjningen.

Ätradalens islob hängde samman endast med den norra ismassan.

---

[1] Denna sjö bör kallas fornsjö och icke issjö, ty även om den i N begränsades av is, var dess naturliga passpunkt icke isdämd.

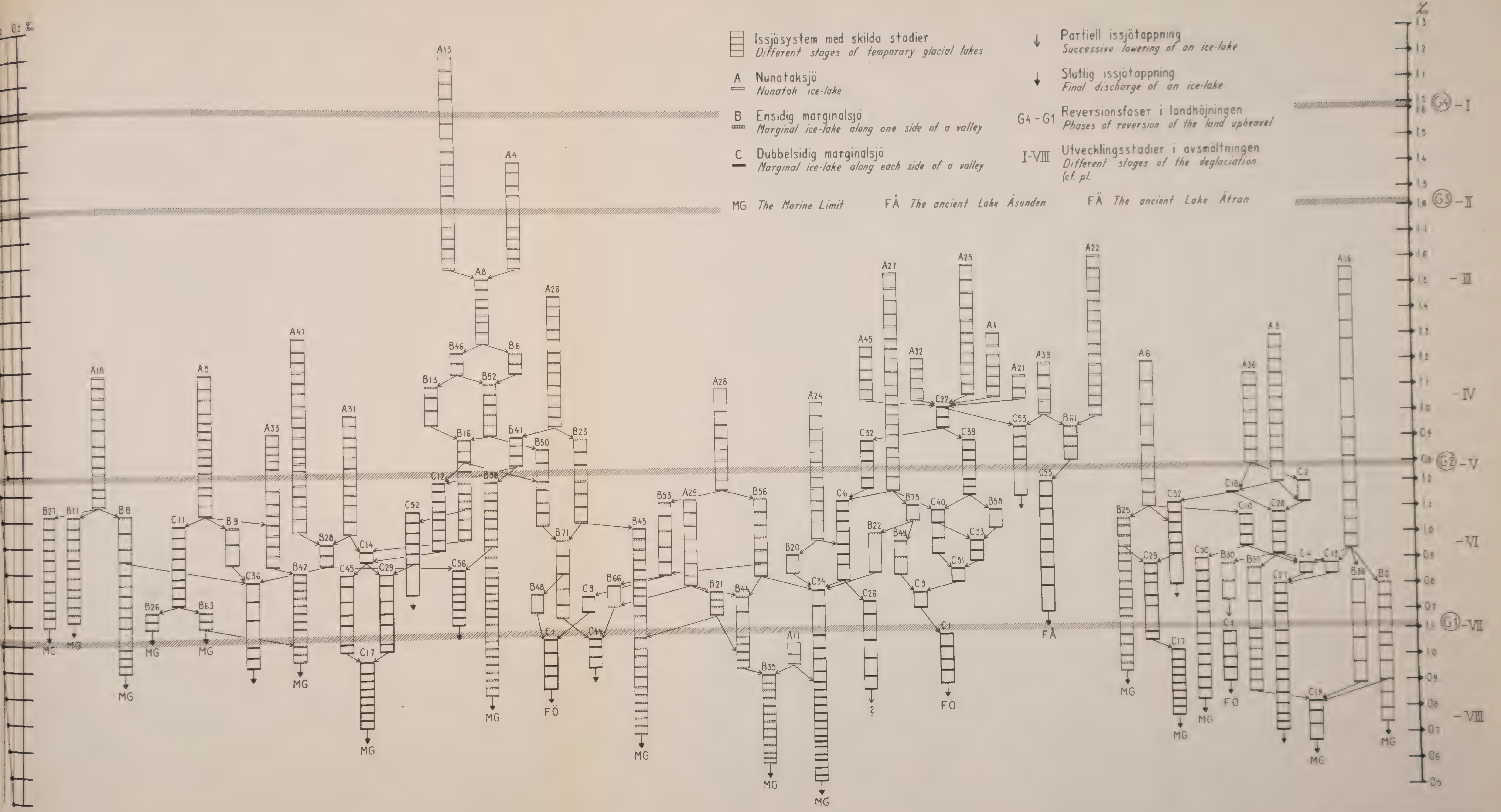
Geologiska Föreningens Förhandlingar Bd 78



Översiktsdiagram I, visande skilda issjösystems relativa åldersställning, successiva övergång i varandra samt slutliga tappningar. Teckenförklaring se pl. 7

General diagram I, showing the relative ages of different glacial lakes, their successive lowerings and their final discharges. (Legend see pl. 7).

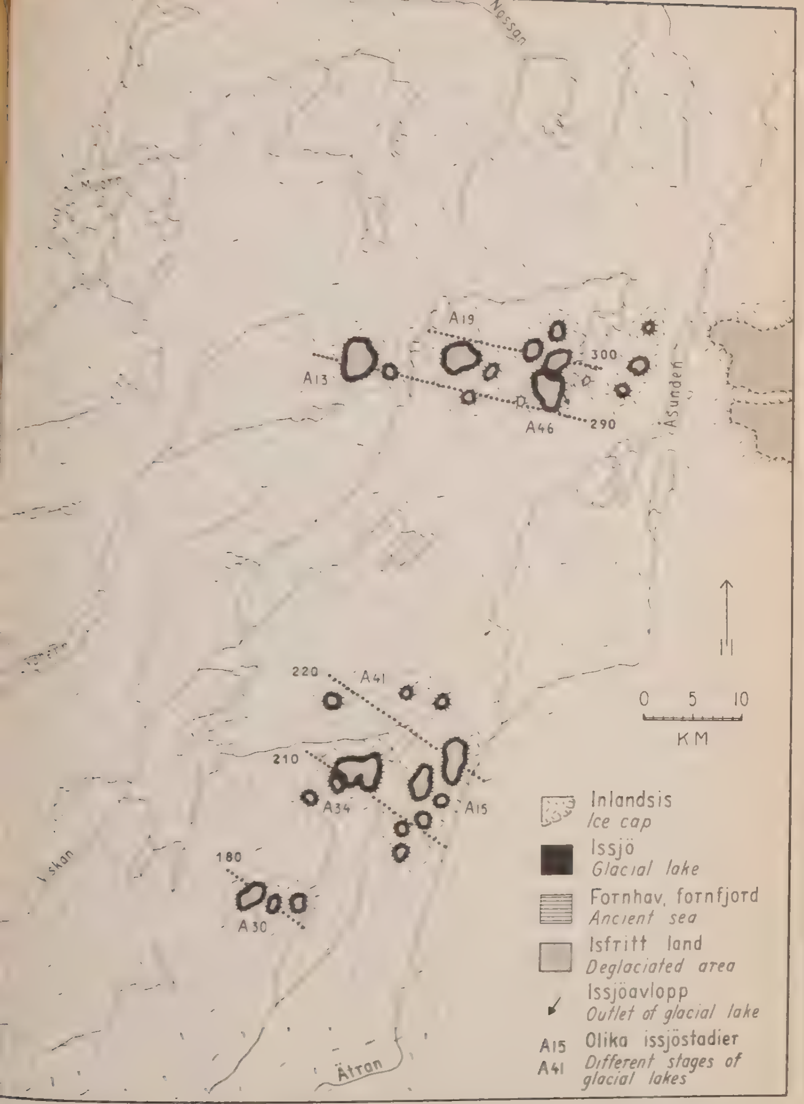
Pl. 7.


Issjösystem med skilda stadier
Different stages of temporary glacial lakes
A Nunataksjö
Nunatak ice-lake
B Ensidig marginalsjö
Marginal ice-lake along one side of a valley
C Dubbelsidig marginalsjö
Marginal ice-lake along each side of a valley
MG The Marine Limit
FÅ The ancient Lake Åsunden
Partiell issjötappning
Successive lowering of an ice-lake
Slutlig issjötappning
Final discharge of an ice-lake
G4 - G1 Reversionsfaser i landhöjningen
Phases of reversion of the land upheaval
I-VIII Utvecklingsstadier i avsmältningen
Different stages of the deglaciation (cf. pl.
FÄ The ancient Lake Ätran
‰
G4 - I
G3 - II
- III
- IV
G2 - V
- VI
G1 - VII
- VIII
MG
FÅ
FÖ
?

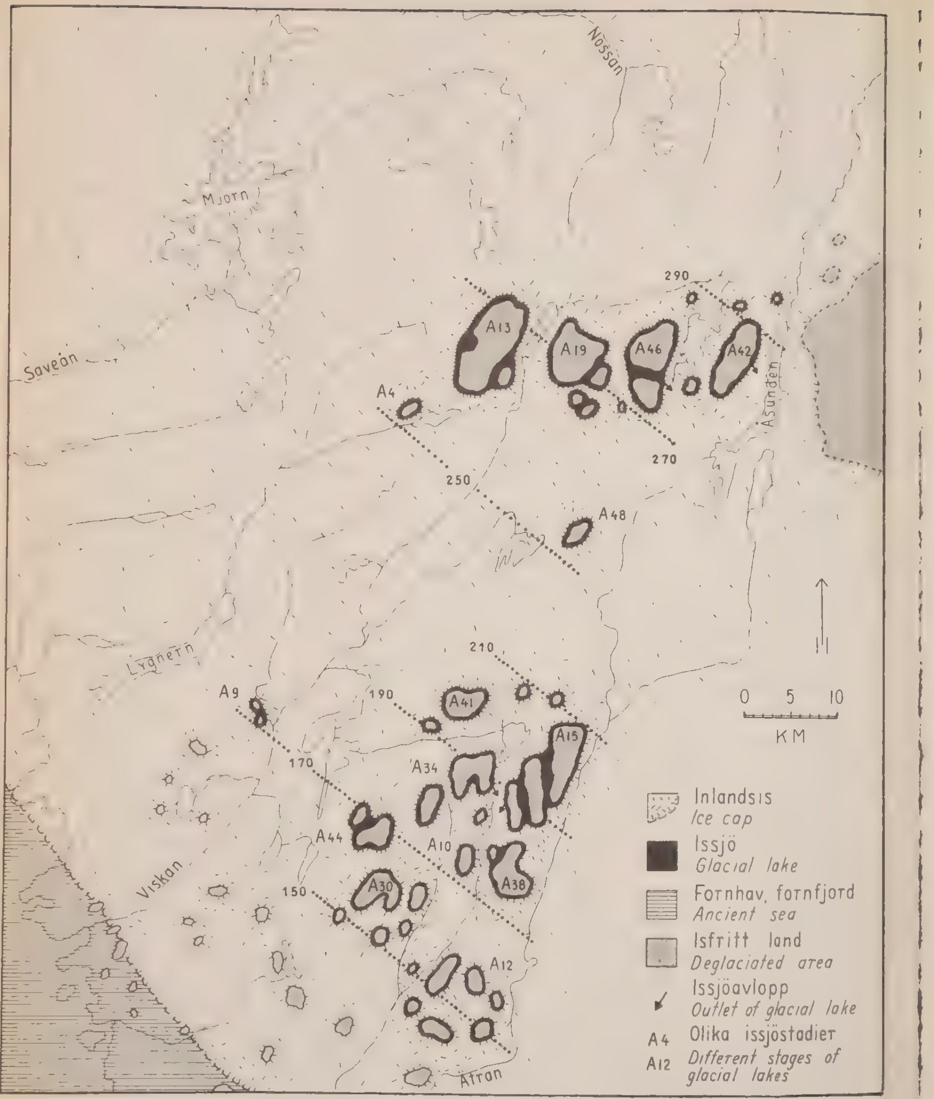
Översiktsdiagram II, visande skilda issjösystems relativa åldersställning, successiva övergång i varandra samt slutliga tappningar.

General diagram II, showing the relative ages of different glacial lakes, their successive lowerings and their final discharges.

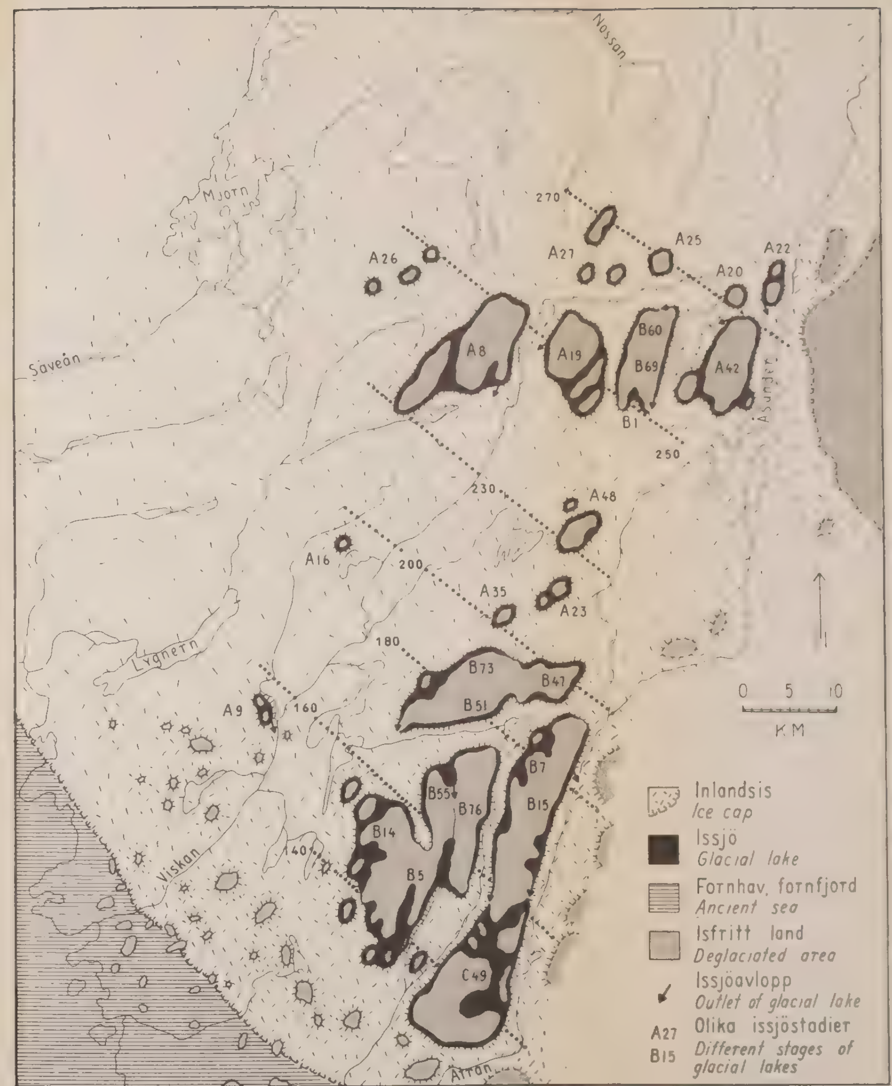
AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB STOCKHOLM 1956



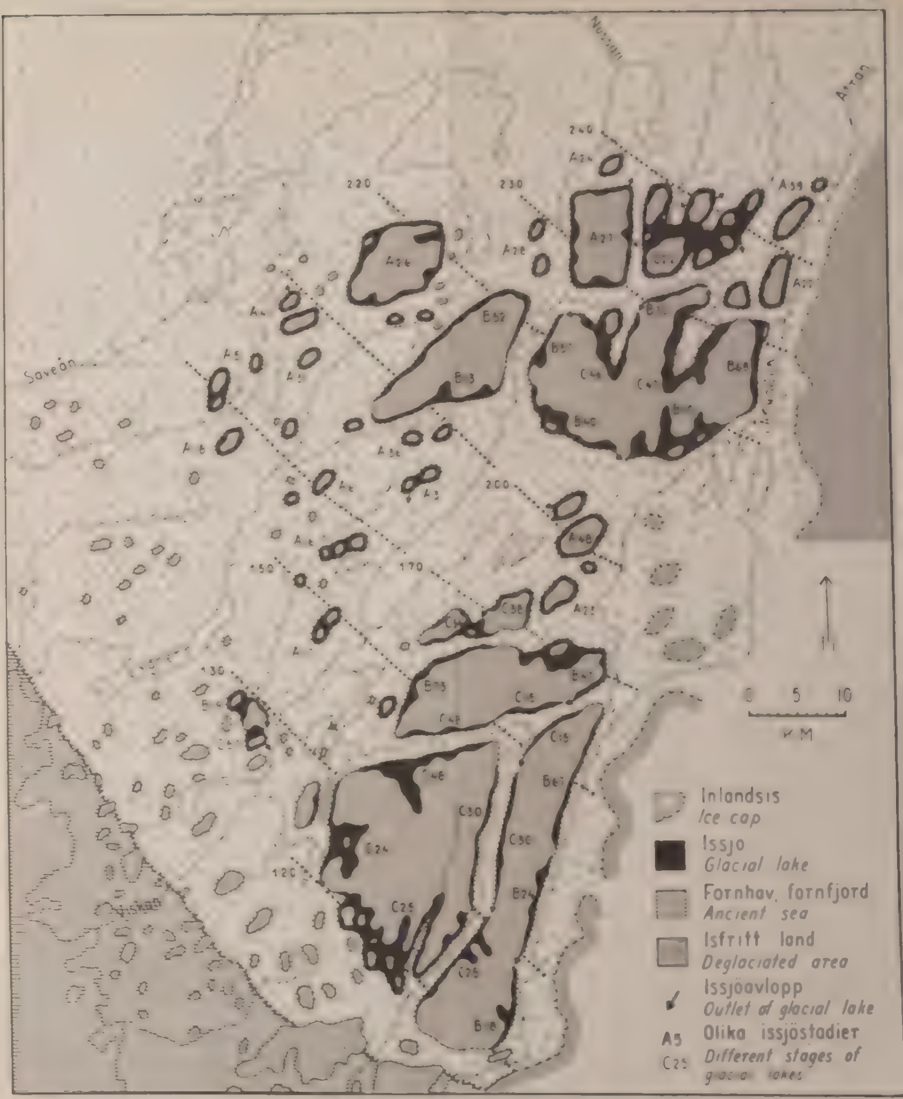
Utvecklingsstadium I i avsmältningen. Isfronten längs de submarina moräner-
rsionsfas G^4 i landhöjningen. Liksom på följande kartor ange de prickade lin-
öarnas höjd över nuvarande havsytan = isytans approximativa minimihöjd.
the deglaciation. The ice front along the submarine moraines outside the present
ersion G^4 of the land elevation. As on the following maps, the dotted lines indicate
of the glacial lakes above the present sea level = the approximative minimum
he ice surface.



Karta 2. Utvecklingsstadium II i avsmältningen. Isfronten längs Hallandsmoränen. Reversionsfas G^3 i landhöjningen.
Stage II of the deglaciation. The ice front along the moraine-complex on the coastal plain ("Hallandsmoränen"). Reversion G^3 of the land elevation.

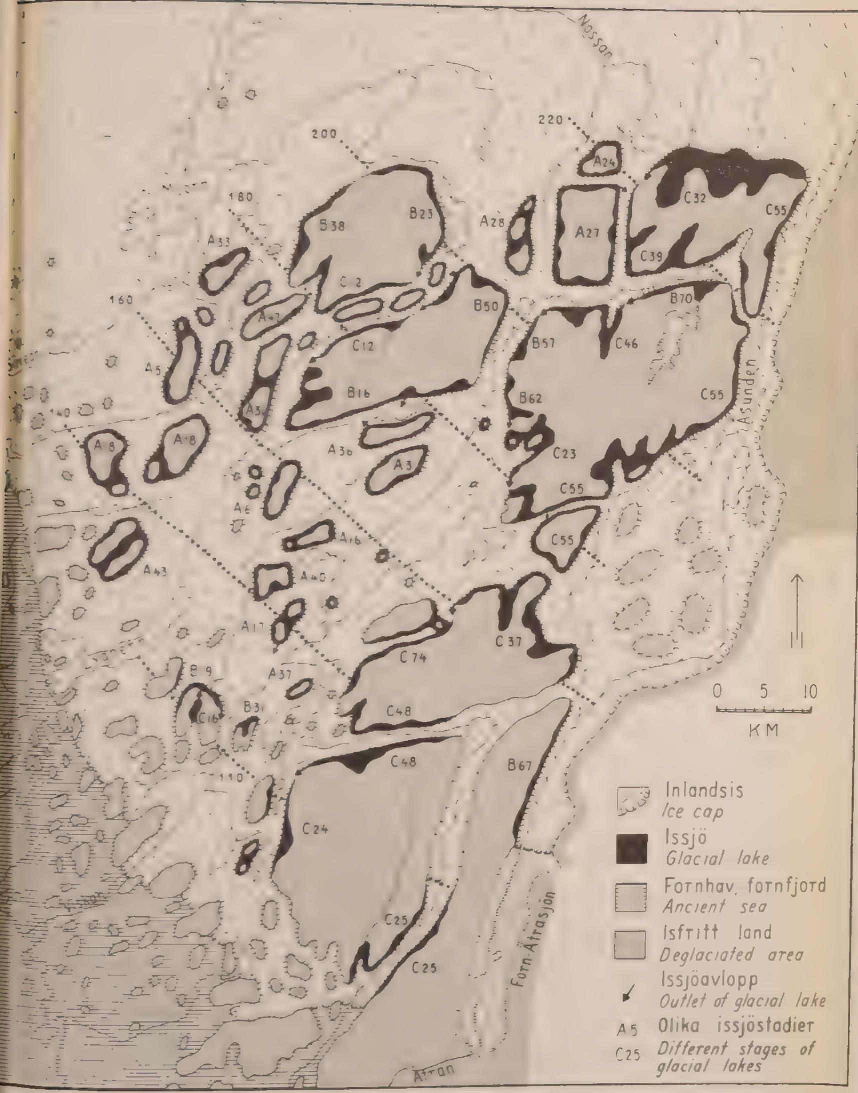


Karta 3. Utvecklingsstadium III i avsmältningen.
Stage III of the deglaciation.



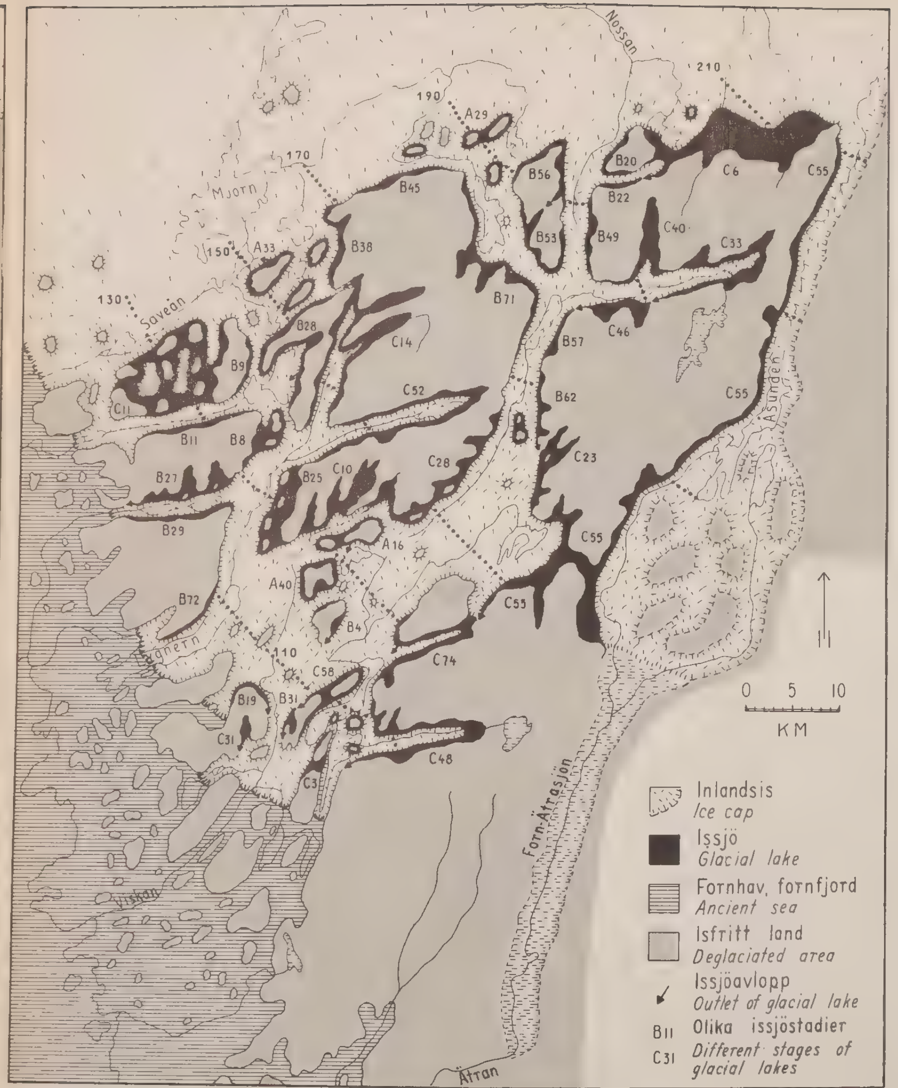
Karta 4. Utvecklingsstadium IV i avsmältningen.
Stage IV of the deglaciation.

AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB STOCKHOLM 1956

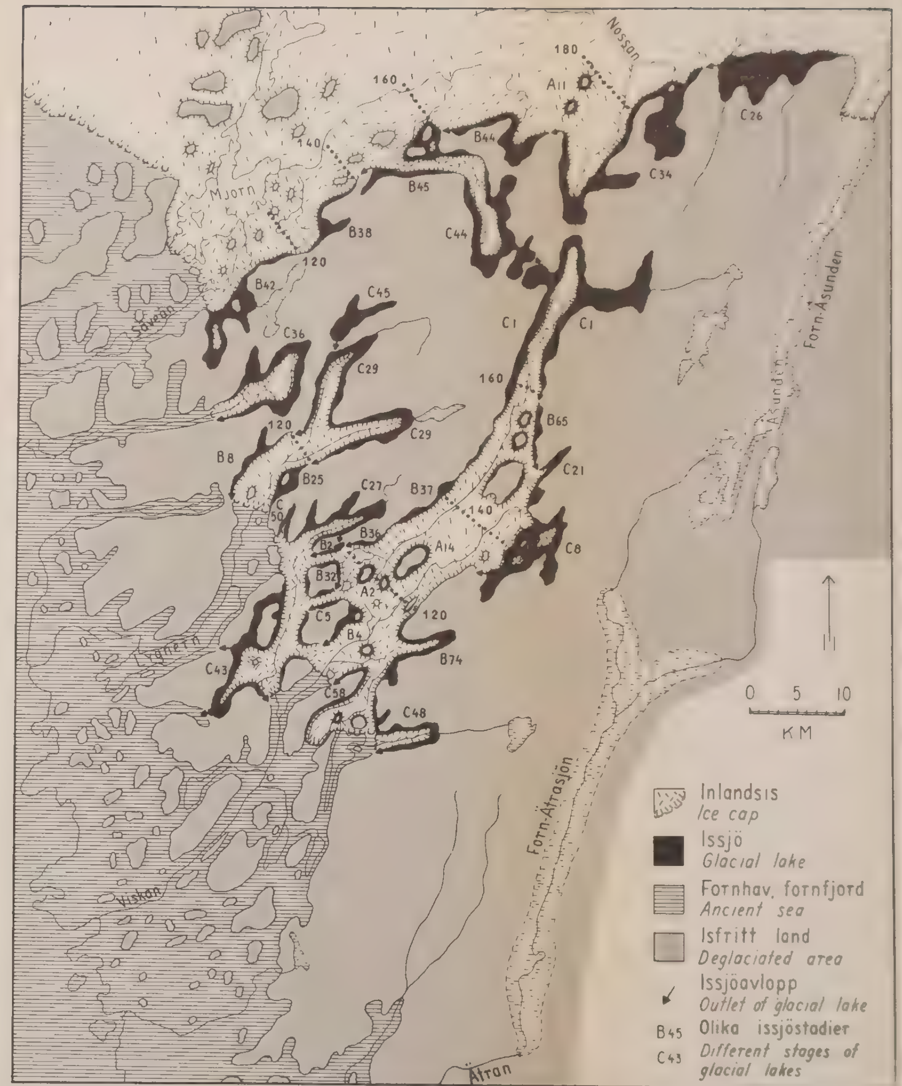


Karta 5. Utvecklingsstadium V i avsmältningen. Isfronten längs Göteborgsmoränen. Reversionsfas G² i landhöjningen.

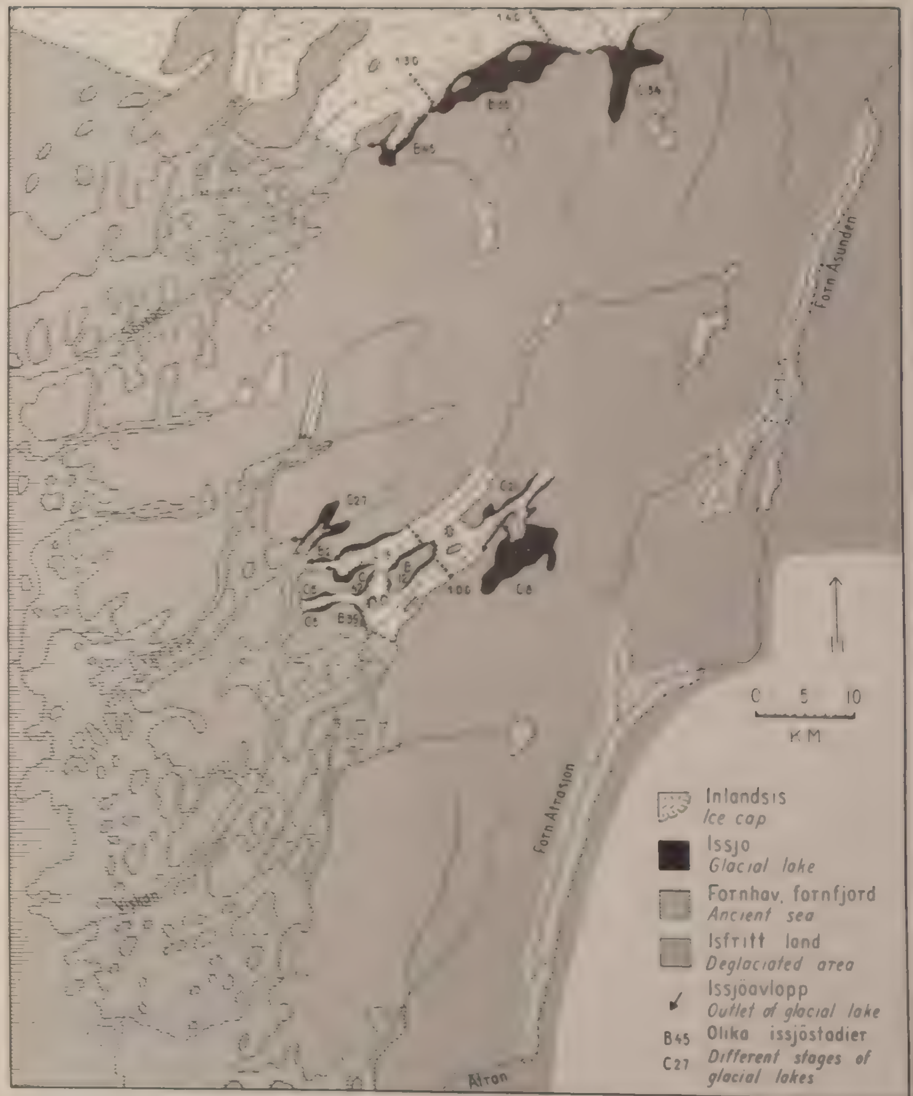
Stage V of the deglaciation. The ice front along the moraine-complex in the zone between the coastal plain and the highlands ("Göteborgsmoränen"). Reversion G² of the land elevation.



Karta 6. Utvecklingsstadium VI i avsmältningen.
Stage VI of the deglaciation.



Karta 7. Utvecklingsstadium VII i avsmältningen. Isfronten längs Berghemsmoränen. Reversionsfas G¹ i landhöjningen.
Stage VII of the deglaciation. The ice front along the moraine-complex in the highland-valleys ("Berghemsmoränen"). Reversion G¹ of the land elevation.



Karta 8. Utvecklingsstadium VIII i avsmältningen.
Stage VIII of the deglaciation.

AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB STOCKHOLM 1956

)en södra fornsjön hade ytterligare utbrett sig mot N. Den norra is-ronten hade blivit allt tydligare, och blott en istunga utgjorde för-indelse med isen på sydsluttningen av höglandet. Denna var fort-arande relativt bred men klart bunden till de djupa sydgående dal-tråken. Tydliga islober voro utbildade i deras yttre delar. Endast i ävedalen och NW därom var isen på grund av den underliggande ter-ängens ringa höjd ännu förhållandevis enhetlig.

De marginala issjöarna voro troligen åter bredare, då omfattande vi-ar och bukter existerade i mindre platådalar. Skärgården hade blivit törre, och kalvningen torde ytterligare minskat. Undantag utgjorde nnu randen utanför Sävedalen, där blott få öar hade dykt upp. Även är hade dock bräckan avtagit i höjd. Isfrontens läge är relativt väl ixerat genom marginalsjöarnas utbredning och MG:s förlopp.

Karta 7 (pl. 9). Vid tiden för den sista reversionsfasen i landhöj-ingen (G^1). Berghemsmoränen.

Ätradalen var helt frilagd, och endast en mycket kort islob sköt ned översta delen. Utöver den södra fornsjön hade även en nordlig sådan ppkommit i Åsundens djupbassäng och dalpartiet N därom.

En sydlig restis hade avskilts men den var av relativt ringa omfatt-ing. På grund av terrängens form var den uppdelad i tre delpartier i le tre djupaste dalstråken. Den egentliga ismassan var koncentrerad ill Sävedalen och trakterna NW härom men även den var klart oberad.

De marginala issjöarna voro i regel breda och hade nu mer öppet atten. Isranden är som i föregående fall klart bestämd genom deras äge och höjd samt genom MG. I nästan samtliga dalstråk uppbyggdes tora randdeltan. Också denna reversionsfas utmärktes sålunda av en tagnationsperiod i avsmältningen. Isbräckans höjd i de smala fjord-lalarna hade ytterligare minskat, och kalvningen torde ha varit ned-att till ett minimum. Detta gällde även i Sävedalen, ehuru ej så narkant.

Karta 8 (pl. 9). I yngsta gotiglacial tid.

Fornsjöarna i Ätradalen existerade säkerligen ännu. Restisen kvar-åg även men hade ytterligare krympt samman och upptog endast Viska-Hålsjödalen, möjligen också övre Storådalen. Den egentliga isen ar klart loberad i Sävedalen och övriga dalstråk NW därom. Bräckans öjd torde varit obetydlig. De sista marginalsjöarna kring restisen voro annolikt, förutom i Frisjödalen, av mycket ringa omfattning; de ut-ned nordisen hade däremot betydande utbredning och stora öppna attenytor.

Kort sammanfattat har isavsmältningen ägt rum på följande sätt Genast då de högsta topparna döko upp ur isen, samlades smältvattne i fickorna däremellan i form av nunatakartade uppdämningar. Unde den fortsatta utvecklingen, vilken skedde genom successiv uttunning frilades allt större landområden, och en allt starkare koncentrering a isen till dalstråken kom därigenom till stånd (jfr Ahlmann 1942, s. 94 De ursprungliga nunataksjöarna övergingo därvid, ofta över vitt omfattande platåissjöar, till smalare eller bredare marginalsjöar Dämmena utgjordes hela tiden av isen själv, där den kortare eller längr sträcka låg i direkt kontakt med dalsidorna. Då uttunningen fortgåt så långt, att isen i dalstråken endast hade obetydlig vertikalomfattning synes i regel smältvattnet ha legat på samma höjd på båda dalsluttningarna, och ofta ha relativt stora, öppna vattenytor existerat. Mindr restisar ha här och var kvarlämnats i mindre dalsänkor. På grund a terrängens utseende kom t. o. m. en större sådan att utbildas inom d djupare dalgångarna på centralområdets sydsida. Efter isens bortsmältning och de fullständiga avtappningarna ha de nuvarande sjösystemen uppkommit. I många fall ha de dock haft större utbrednin i form av vittomfattande fornsjöar.

Eftersom lateralskval förekomma överallt mellan MG och de högst topparna, och för deras uppkomst närvaron av is är en absolut förutsättning, utgör deras uppträdande en klar bekräftelse på denna utveckling. Även de flesta formerna av glacifluvialt material samt den kullig ablationsmoränen äro ur flera synpunkter till sin utbredning icke fö enliga med något annat händelseförlopp (Gillberg 1956). Det end märkliga är, att de ha så relativt ringa omfattning. Som avsmältninge skett, borde sådana ackumulationer allmänt förekomma i flertalet da stråk. På grund av skilda orsaker har dock materialet flerstädes fått e annan form. I stället för kullig ablationsmorän har mer eller mindr vattenpåverkad ytmorän utbretts mer konformt. Detta tyder bl. a. p att länge kvarliggande, helt döda isrester icke torde varit vanliga uta att den slutliga bortsmältningen gått relativt snabbt. Dessutom ha tydligen stor del av isens material icke blott bearbetats av smältvattnet utan även borttransporterats före isens sönderfall. I hög grad ha detta varit möjligt genom att det tillfälligt eller mer långvarigt uppdämda smältvattnet avrunnit en-subglacialt. Därvid har även det frå strandlinjerna abraderade materialet bortförts (Gillberg 1956). Uppsamlande bottenälvar måste sålunda ha varit mycket vanliga.

---

[1] Principiellt liknande avsmältningsförlopp, ehuru beträffande betydelsen och för komsten av lateralskval, issjöar och olika glacigena avlagringar i detalj mycket vari rande, har beskrivits av bl. a. Fuller (1904), Cook (1924), Charlesworth (1938), Fli (1928, 1929, 1930 b, 1933, 1935, 1936), Brown (1930, 1933), White (1932), Rice (1936 Mannerfelt (1938, 1945), jfr även Reusch (1917), Lundqvist (1935), Halden (1936).

Som alltid vid en ismassas uttunning har terrängen spelat en mycket stor, i många fall avgörande roll (jfr Flint 1929, 1930 b, 1942, Lundqvist 1935, Ahlmann 1942, s. 94, 1948, s. 64. Mannerfelt 1945). Liksom vid isframträngandet ha i första hand de djupa dalgångarna varit av betydelse (Gillberg 1955). I hög grad ha de fungerat som ledare för isen och icke blott lokaliserat de skilda loberna utan även bestämt förloppet vid deras försvinnande. Men detta har även gällt smältvattnet. De flesta issjöarna ha både till form och utbredning influerats av dessa djupzoner, och den allmänna avvattningen har helt varit bunden till dem. Därigenom har även ackumulationen av det glacigena materialet bestämts både till form och läge. De flesta istungor avsmälte i medlut, några få i motlut. En klar skillnad mellan dessa dalstråk är märkbar. I flertalet av de senare förekomma issjösediment eller ås- eller sidoavlagringar, i de förra uppträda dylika ackumulationer mer sporadiskt och merendels blott inom centralområdet (Gillberg 1956). Inom ytterpartierna finnas de stora randdeltana eller de vitt utbredda finsedimenten. I motlut bildades antingen inga bottenälvar och materialet avsattes in situ som issjösediment längs dalsidorna eller också kunde förekommande bottenälvar endast framflyta relativt kort sträcka och det medförda materialet ackumulerades utmed dalsidorna eller mer fritt i dalen. I medlutsdalarna uppkommo konstant bottenälvar, som troligen haft starkt lopp. Endast lokalt inom centralområdet skedde därigenom smärre avsättningar i form av åsar eller kames. Det mesta materialet transporterades i stället fram till isranden. Alltefter som denna tillfälligt var stagnerad eller kontinuerligt recesserade, uppbyggdes randdeltan eller utbreddes finmaterial i fjordarna eller is-fornsjöbäckena.

Även vid en jämförelse av avsmältningen inom smala resp. breda dalstråk framträder deras betydelse för denna utveckling (Gillberg 1948, s. 479). I de förra har isen varit mer intakt och i allmänhet legat mycket närmare dalbranterna. Issjösystemen ha därigenom under den tidigare utvecklingen varit flera men samtidigt av mindre omfattning både till bredd och utsträckning. Vid tiden för isens upplösning har smältvattnet lättare kommunicerat mellan båda dalsidorna, och mer enhetiga issjösystem uppstått. Större öppna vattenytor ha endast förekommit lokalt. Lateralskval ha utbildats relativt allmänt. Bottenälvarna ha troligen varit smala och haft snabbt lopp, varigenom blott mindre ackumulationer kommit till stånd.

I de bredare dalgångarna äro antalet lateralskval avgjort mindre. Betydligt enhetligare issjösystem ha tidigt uppkommit men å andra idan har smältvattnet ännu nära isupplösningen kunnat intaga olika nivåer på de skilda dalsidorna. I regel ha issjöarna varit både längre

och bredare, och öppet vatten varit mycket vanligare. Isens slutlig
försvinnande har synbarligen gått snabbare än i de smala dalstråke
Bottenälvarna ha sannolikt flutit lugnare men oftare ändrat lopp. D
subglaciala ackumulationerna ha därför större utbredning men äro me
heterogena. Isen har sålunda mer koncentrerats till de djupare mit
partierna och blott här och var kommit närmare eller legat direkt mo
dalsidorna.

En viss särställning intaga de markerade djupbassängerna. I allmänhe
synes utvecklingen varit likartad den i de breda dalstråken men det slu
liga sönderfallet av isen har skett mycket långsammare. Islober eller rest
därav ha ofta kvarlegat längre tid än i mer konformt sluttande dala

I någon mån ha också höjdområdena varit avgörande för avsmäl
ningen. En betydelsefull roll kom den högre än nordområdet belägn
centralzonen att utöva. På grund av dess läge kom vid uttunningen e
uppdelning av ismassan till stånd. En nordlig isfront utbildades
småningom, och sedan de sista vattendelarzonerna frilagts från is, ble
en mindre restis kvarliggande S om denna centralrygg (jfr delvis Wol
stedt 1938, Mannerfelt 1945, s. 27). Dennas vidare öden bestämdes eme
lertid av dalstråken.

Den ursprungligen enhetliga ismassan avsmälte sålunda genom su
cessiv uttunning (jfr Flint 1929, Mannerfelt 1945, Ahlmann 1948), va
vid också på grund av en viss ytlutning fronten kom att kontinuerli
dra sig tillbaka.[1] Då lateralt smältvatten genast från början samlad
eller avrann kring och längs de uppstickande topparna, måste is
redan då ha legat under firngränsen.[2] Ovan denna är en sådan utvec
ling otänkbar (Visser 1928, s. 183, Ahlmann 1935 a, s. 184, 1944, s. 64
Mannerfelt 1945, s. 11). Ismassan var sålunda redan vid denna ti
punkt klimatologiskt död (jfr Ahlmann 1942, s. 93, 1948, s. 64, Ma
nerfelt 1945, s. 9). Som sedan issjöutvecklingen gestaltat sig, framg
klart, att den så påbörjade avsmältningen även i fortsättningen ä
rum på detta sätt. Någon förnyad lokalglaciation med starkt nedpre
sad firngräns (von Post 1938, s. 449, Caldenius 1942, s. 182) har ic
kommit till stånd, knappast ens varit möjlig (jfr Ahlmann 1942, s. 9
De stora, klart klimatiskt betingade stagnationerna kunna därför ic
ha förorsakats av någon ökning av ismassan inom området utan mås
ha berott på avstannande eller helt upphörande uttunning (jfr nedan

---

[1] Utöver denna frontrecession på grund av ablation tillkom även en sådan gen
kalvning. Denna har dock i hög grad varierat och varit beroende av terrängförhållande

[2] Med icke alltför stor osannolikhet torde isen inom denna västsvenska randzon re
långt dessförinnan behärskats av ablation, d. v. s. firngränsen har tidigt pressats u
mot N (jfr delvis Ahlmann 1942, s. 93).

[3] Under dessa tidsintervaller kan däremot den egentliga landisen ha reagerat m
ökad tillväxt men sannolikt var redan nu ablationsområdet så stort, att någon verkan
denna synpunkt icke kunde göra sig gällande vid den västsvenska fronten.

Förekomsten av stora randbildningar kan skenbart verka motbevisande men detta är ingalunda fallet. För det första ha dessa element övervägande uppbyggts vid stagnationer, icke oscillationer. De bestå dessutom merendels av ostört isälvsmaterial. Ute på kustslätten, vid dalmynningarna mot denna samt här och var inne i vissa dalstråk uppträda dock tydliga randmoräner eller randbildningar av oscillatorisk karaktär. Men sådana kunna ha uppkommit även under ovannämnda avsmältningsförlopp. Att en ismassa är klimatologiskt död, behöver icke betyda, att den också är dynamiskt död (Ahlmann 1942, s. 94, 1948, s. 64, Mannerfelt 1945, s. 9). En transport framåt sker även långt från det egentliga ackumulationsområdet, och är underlagets lutning dessutom relativt stor, kan den lokalt och tidvis bli mycket omfattande, och därigenom stora randkomplex komma att utbildas (Gillberg 1956). Isen som helhet torde ha varit passiv redan, då de högsta topparna smälte fram. Fronten har däremot vid flera tillfällen, särskilt under äldsta tid, på grund av kombinerade klimatiska och topografiska förhållanden uppvisat en förnyad aktivitet (Gillberg 1956). Hade isen från början varit även dynamiskt död, skulle säkerligen utpräglade randelement varit mycket sällsyntare, och i stället kullig ablationsmorän och liknande glacifluviala avlagringar fullständigt dominerat.

Att isen i regel var dynamiskt levande ända till sitt sönderfall, påvisas även av att smältvattnet kontinuerligt samlades mellan isen och de framsmälta landområdena. Om den tidigt varit helt utan rörelser, skulle förekommande sprickor kommit att stå öppna, och allt vatten genast försvunnit en-subglacialt (Tarr 1909, s. 66, von Engeln 1911, s. 146, Flint 1930 a, s. 629, von Klebelsberg 1939, s. 41, Woldstedt 1939, Mannerfelt 1945, s. 16).

Av betydelse för denna utveckling har även isens mäktighet och lutning varit, då hastigheten är proportionell mot dessa faktorer (Demorest 1943, s. 375, Wennberg 1949, s. 168). Eftersom ismassans inom området gradient endast föga ändrats under avsmältningen (se nedan), måste hastigheten successivt ha avtagit i takt med den kontinuerliga uttunningen. Frontens aktivitet, som säkerligen bäst torde framträtt vid de klimatiskt betingade uppehållen, borde med andra ord ha varit törre under de äldre skedena, allt mindre mot upplösningen. Detta var också fallet, ty de yttre randkomplexen äro klart mer oscillatoriska, de inre nästan enbart stagnationsbildningar (Gillberg 1956).

Vad slutligen beträffar uppkomsten och avsmältningen av den södra estisen, har detta problem egentligen redan fullt behandlats. Några ytterligare ord därom äro dock befogade, då denna is på grund av kilda orsaker överskattats, och hela denna undersökning ursprungligen kom till stånd för att utreda denna utveckling.[1] Att en restis upp kom i detta läge, måste emellertid anses som nästan självklart på grun av förekomsten av denna höga centralzon. Vid den successiva uttun ningen, varvid först de högst belägna delarna framsmälte, måste däri genom en större eller mindre isrest komma att avskiljas. Icke helle ifråga om dess försvinnande, som utan tvekan gått långsammare ä den W härom belägna delen av landisen, behöver synbarligen någr krystade förklaringar tillgripas. Även i detta fall ha terrängförhållan dena ytterst varit orsaken därtill. I dessa smala fjorddalar måste del vågerosionen starkt ha nedsatts, dels havsvattnets smältverkan ha bli vit minskad genom att en kraftig utsötning ägde rum på grund a konstant tillförsel av smältvatten (jfr Hörner 1927, s. 94). Kalvninge har med andra ord haft mycket ringa inflytande på recessionen. Äve den egentliga uttunningen synes dock varit något retarderad i jäm förelse med W härom (se nedan) men detta kan i vilket fall icke ha b rott på någon tillfälligt ökad ackumulation eller utbildandet av någ lokalt glaciationscentrum (jfr ovan).

Utöver ovanstående, mer direkta avsmältningsproblem kunna äve andra närliggande frågor upptagas till diskussion. Beträffande isyta lutning, synas vanligen lateralskvalen bäst kunna ge upplysning däro Inom området är emellertid denna möjlighet i det närmaste utesluter och blott ett mycket approximativt värde ej överstigande 1 : 100 ka anses troligt (jfr s. 369).

En uppskattning av isytans gradient synes även kunna erhållas m hjälp av samtidiga issjöars höjdläge. G. Frödin torde ha varit d förste, som utnyttjat denna metod i anslutning till undersökningar jämtländska issjöar (1913, s. 27, 1914, s. 17, 1915). Han använde s då av höjden på de senares laterala avloppsparti, där resp. issjö o den dämmande isen i det närmaste borde ha legat på samma niv Givetvis kunde detta endast ifrågasättas vid den lägsta tänkbara h den för dämmet. Då emellertid flera av dessa avlopp snart sökt sig n under isytan, kunde hänsyn tagas blott till det allra översta pa punktspartiet. G. Frödin fastslog vidare, att ett mått på den verkli islutningen endast kunde erhållas utmed dalsidor, parallella men rörelsen. Då avloppet ej hade sådant läge, måste den primära margin gradienten överföras till ett motsvarande maximalt värde.[2]

---

[1] Eftersom denna restis varit av relativt ringa omfattning, synas inga skäl förelig att införa någon särskild benämning på den (von Post, manuskript). Givetvis finns i heller någon anledning, vilket ursprungligen var meningen (jfr cit. litt. Gillberg 195 att uppkalla hela denna avhandling efter denna is.

[2] Som namnet anger, gäller detta resonemang lutningen utefter själva iskanten. Is överyta låg säkerligen, liksom på nutida glaciärer, något högre men den torde doc princip ha haft ungefär samma gradient.

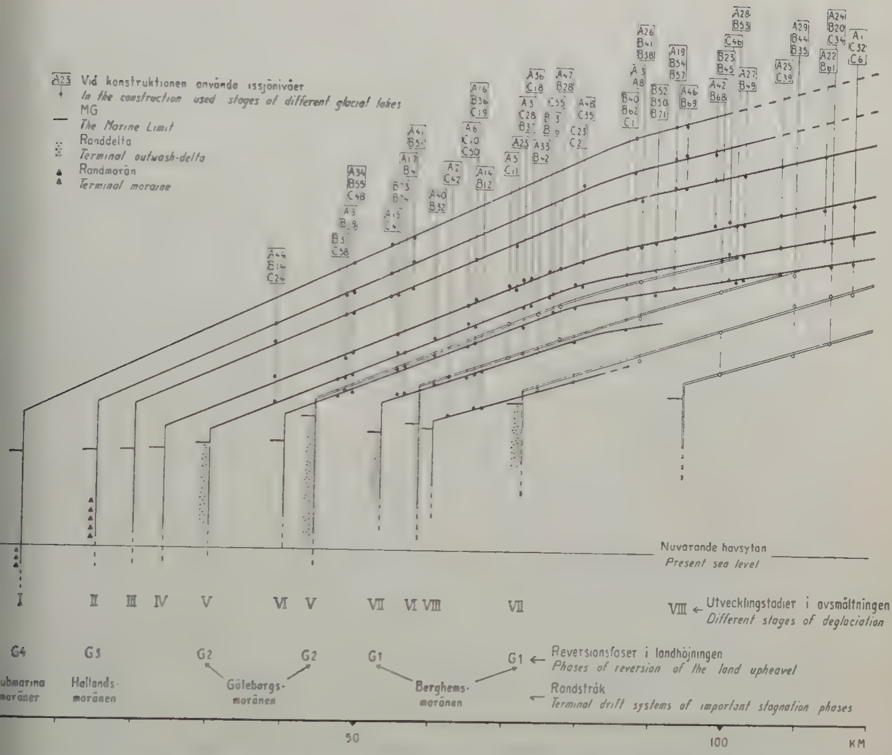


Fig. 29. Israndens läge samt isytans höjd och lutning under skilda utvecklingsstadier i vsmältningen (I—VIII, jfr pl. 8, 9). Heldragen linje = utmed Viskans-Nossans dalsystem. Dubbel linje = utmed Sävedalen.

he position of the ice front and the height and gradient of the ice cap during different stages f the deglaciation (I—VIII, cf. pl. 8, 9). Continous line = in the Viskan-Nossan valley system. Double line = in the Säven Valley.

Av ovannämnda premisser är tveklöst det mest avgörande för denna råga, hur de olika issjöarna förhållit sig till isytan. Eftersom isen själv tgjorde dämme för de typiska marginalsjöarna, torde knappast några törre nivåskillnader ha förelegat vid deras lägsta (sydligaste) passunkter (Gillberg 1948, s. 483). Nutida liknande issjöar på t. ex. Island estämmas sålunda till sin höjd helt av isytan (Thorarinsson 1937, s. 93). Om detta också gällt nunataksjöarna, kan däremot ifrågasättas. många fall torde de ha kunnat ligga betydligt under den omgivande ens överyta. För en mycket approximativ uppskattning av islutingen synes emellertid denna eventuella felkälla kunna lämnas därän. Issjöar, vilkas avlopp bestämts av terrängbetingade passpunkter, ro helt uteslutna i detta sammanhang.

Medelst denna metod har isytans lutning beräknats för skilda tidpunkter i områdets utveckling. På kartorna över olika avsmältnings skeden (pl. 8, 9) har med punkterade linjer isytans approximativa niv angivits i m över nuvarande havsytan. I verkligheten är detta isobase för issjöarna men enligt ovanstående diskussion visa de även minimi värdena på isytans läge och därigenom dess lutning. På fig. 29 ha dess förhållanden åskådliggjorts, sedda från sidan. Huvudlinjen är lagd ut efter Viskans-Nossans centrala dalsystem. Dessutom har vid de senar stadierna motsvarande isyta i Sävedalen medtagits (öppen linje). För utom att alla issjöar angivits, vilka använts för denna konstruktion, h förekommande randelement utsatts, likaså dåvarande havsytan. Lin jerna för de frontala bildningarna och isranden sluta vid nivån för nu varande dalsedimentens överyta. Då emellertid isen måste ha nått ne till den egentliga dalbottnen, har detta framhävts genom en strecka fortsättning.

Av detta diagram framgår följande. Vid samtliga tidpunkter har ise haft en något större lutning i de djupare, sydgående dalstråken, e något flackare inom de mindre branta dalsystemen inom centralzone och det jämnare nordområdet. Genomsnittsvärdet ligger mellan 0,35— 0,25 : 100 (Gillberg 1948, s. 483). Allt eftersom uttunningen fortsatt har en svag utflackning ägt rum. Under de fyra första stadierna, d isen var relativt sammanhängande över hela området, synes isytan läge och lutning ha varit likartad inom alla delpartier. Efter uppde ningen i skilda ismassor och dalbundna lober har nästan varje istung reagerat olika och intagit skilda rand- och höjdlägen.

De flesta dalsystem luta mot S, d. v. s. i isens egen lutningsriktnin och deras gradient synes i genomsnitt vara mellan 0,2—1,0 : 100. Isen avsmältning har sålunda skett i medlut eller varit nästan platt. Endas inom central- och nordområdena ha några dalar motsatt riktning, oc isen har där avsmält i motlut. Som Mannerfelt visat (1945, s. 110 har underlagets utseende varit av största betydelse för recessione d. v. s. då denna enbart var beroende av ablation. Förekom kalvnin har utvecklingen vid randen blivit annorlunda (jfr ovan).

Av intresse kan vara att jämföra dessa lutningsvärden med liknan från andra nedisningsområden (jfr Antevs 1928 a, kap. III). I Sverig har G. Frödin medelst samma metod fått en ytlutning av 0,75—1 : 1 (1915, s. 146). Senare har han genom gradienter på olika lateralskv erhållit värdena 1,5—2,0 : 100 (1925, s. 154) men antar, att dessa hä röra från lokaler närmare isranden. Mannerfelt (1945, s. 142, 214) ha genom ett stort antal mätningar av lateralbildningar kommit fram ti en medellutning av 1—3 : 100 nära randen och < 1 : 100 längre in p isytan (c:a 0,5 : 100 enligt vissa strängt laterala skval). På helt anna grundval har Wennberg (1949, s. 136) fått ett genomsnittsvärde a

0,30—0,35 : 100 på lutningen i Skåne. I Finland har bl. a. Tanner med hjälp av lateralskvalens gradienter bestämt motsvarande mått till 2—4 : 100 (1915, 1928, s. 12, 1934, s. 14), och i Norge har Holmsen på liknande sätt uppskattningsvis fått värdet 2 : 100 (1918, s. 72). Från Amerika föreligga bestämningar av bl. a. White (1932) och Lobeck (1939, s. 287). Den förre anger lutningen till 0,2 : 100, den senare till omkring 1 : 100. Inom nutida glaciationsområden ha mätningar gjorts på bl. a. Grönland av Nansen (1890) (0,5—0,8 : 100) och Meinardus (1934) (0,3—1,5 : 100) samt på Island av Ahlmann-Thorarinsson (1937, pl. III) (omkring 2 : 100).

Dessa värden äro mycket divergerande, och vart och ett kan säkerligen trots olika metoder för bestämningarna vara exakt. Detta visar tydligt, att skilda mått på islutningen aldrig kunna direkt överföras från ett område till ett annat samt att stora skiljaktigheter måste ha förelegat t. o. m. relativt närbelägna ismassor emellan. Med stor sannolikhet har detta berott på av skilda orsaker betingade olikheter i avsmältningen. Att därför med ledning av förhållandena inom t. ex. undersökningsområdet försöka uppskatta isytans höjd inom de centra-are delarna av nedisningsområdet är knappast genomförbart.

Det andra problemet, som kan diskuteras i anslutning till isavsmältningen, rör ablationen och recessionen. Den förras relativa förlopp och torlek synes åtkomlig under samma förutsättning som vid bestämmandet av isytans lutning (Gillberg 1948, s. 484). Eftersom de flesta issjöarna till sin höjd bestämdes av isen själv, måste avståndet mellan skilda stadier icke blott utvisa smältvattnets successiva sänkningsnivå tan även hur mycket isen avtagit i tjocklek mellan varje stadium Thorarinsson 1937, s. 193). Detta betyder, att en strandförskjutnings-urva för allt yngre issjöar också framhäver isens kontinuerliga uttun-ing, d. v. s. ger ett approximativt värde på ablationen. Liksom för ppskattningen av islutningen, måste en dylik kurva upptas vid loka-n för lägsta dämmet.

På fig. 30 ha några sådana strandförskjutnings-ablationskurvor upp-ittats. Då tidsskalan endast är relativ, grundad på issjösuccessionens radienttal (jfr s. 435), äro de verkliga tidslängderna mellan olika issjö-adier okända. Eftersom landhöjningen i princip avtagit mot nutiden, rde allt längre tid ha förflutit mellan tvenne intensitetsgrader i denna. ör att något kompensera denna olikformighet, har avståndet mellan arje sådant intervall successivt ökats. Den största felkällan kan emel-rtid ligga i bedömningen av de tidvis återkommande reversionsfaserna. ur långvariga dessa perioder ha varit, och om någon skillnad i tid in-rdes förelegat dem emellan, finns för närvarande ingen möjlighet att göra. På tidsskalan ha de därför gjorts lika stora, och deras relativa

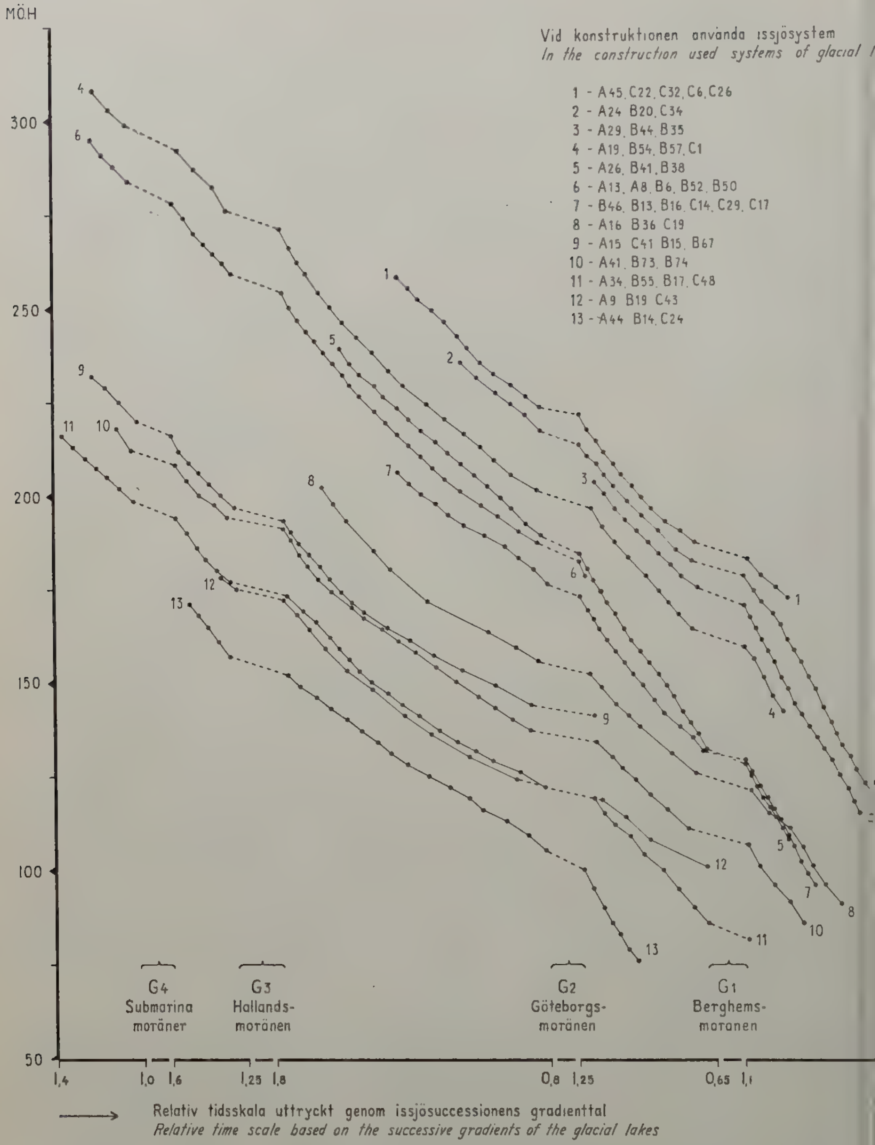


Fig. 30. Relativa ablationskurvor från skilda lokaler.
Relative ablation curves from different places of the area investigated.

ängd i förhållande till mellanperiodernas sannolikt gradvis ökade tidsmått är rent godtyckligt vald (ett approximativt medelvärde).

Dessa kurvor böra sålunda behandlas med stor försiktighet men i huvudsak torde ablationens principiella förlopp framträda. Det mest anmärkningsvärda synes vara, att uttunningen vid tiden för reversionsfaserna i landhöjningen starkt nedsatts. Helt upphört har den icke men avtagandet var synnerligen markant. Detta stämmer väl överens med att de stora randkomplexen då uppbyggdes. Stagnationstid i recessionen har sålunda varit liktydigt med reversionsfas i landhöjningen (Gillberg 1952). Av kurvorna synes vidare, att uttunningen efter varje sådant avtagande åter skett med stor intensitet men att den sedan successivt minskat fram till nästa uppehåll. En jämförelse av mellanperioderna inbördes visar dessutom, att ablationen mellan de båda yngsta samt efter den sista reversionsfasen varit betydligt större och sannolikt även snabbare än mellan de båda äldsta. Tre förklaringar därtill synas möjliga. Denna stegrade uttunning-recession kan enbart berott på en alltmer avtagande mäktighet hos isen och allt mindre tillförsel till randen (Ahlmann 1935 b, s. 663). Eller också kan den redan inträffade klimatförbättring, vilken betydde den glaciala cykelns regression, nu även hunnit påverka isens inre delar, vilket i sin tur har medfört en allt kraftigare tillbakagång av isfronten (Ahlmann 1935 b, s. 663). Slutligen föreligger den möjligheten, att detta skede verkligen utmärkts av en förnyad och än mer markant klimatförbättring.

Av diagrammet över isytans lutning (fig. 29) framgår också vissa detaljförhållanden rörande ablationen och recessionen. Bl. a. har tydligen under isens upplösningstid en markerad skillnad förelegat mellan Säve- resp. Viskadalen, d. v. s. mellan den egentliga landisens sydlob resp. den avskilda restisen. Så länge som isen var någorlunda sammanhängande över hela området (t. o. m. stadium 4), ha båda företeelserna följt varandra relativt konformt. Efter särdelningen i allt mer separata islober har ablationen blivit olika stor och recessionen gått olika snabbt inom skilda dalpartier. Mellan stadierna 4 och 5 avtog Säveloben i mäktighet omkring 20 m, Viskaloben c:a 15 m. Recessionen var nära 2 mil resp. 6 km. Mellan stadierna 5 och 6 äro motsvarande värden för uttunningen 20 resp. 14 m, för recessionen 14 km resp. 10 km, mellan stadium 6 och 7 äro de 25 och 20 m resp. 14 och 12 km samt mellan stadium 7 och 8 uppgå de till 30 och 25 m resp. 21 och 8 km.

Redan tidigt har sålunda avsmältningen varit mindre och gått långammare i Viskadalen. Efter restisens avskiljande accentuerades detta än mer. I någon mån kan åtminstone den snabbare recessionen i Sävedalen förklaras med att en mycket kraftigare kalvning ägt rum på grund av öppet vatten utanför isfronten (jfr ovan). Viskaloben skyddades däremot av stor skärgård. Även dennas uttunning har dock vari retarderad. Men som redan diskuterats, behöver detta icke betytt nå gon ökad ackumulation eller nedpressad firngräns. En alltmer och slut ligen helt isolerad is, som visserligen icke är dynamiskt död, kan oft trots likartade klimatförhållanden eller t. o. m. förbättrade sådan kvarligga betydande tid efter det att den egentliga isen försvunnit frå närliggande trakter.

Om slutligen någon skillnad i avsmältningens förlopp och hastighe förelegat mellan hela det västsvenska och möjligen redan då mer mar tima området å ena sidan samt de östra och kanske mer kontinental delarna av Sydsvenska höglandet å den andra, är däremot omöjligt at för närvarande uttala sig. Först då utvecklingen i detalj klargjorts äve i E och full konnektion till tiden erhållits mellan båda områdena, ka detta problem upptas till behandling och eventuella olikheter disku teras.

Landhöjningen

Strandlinjeanalysens huvudproblem är som bekant ett utredande a strandförskjutningen och därmed även landhöjningen. Sedan länge är de skilda komponenterna däri principiellt klarlagda, nämligen dels de generella isostatiska rörelsen (Bravais 1842, Jamieson 1865, De Ge 1888), dels dennas olikformighet (Bravais 1842, Sars 1865, Upha 1884, Gilbert 1885 b, De Geer 1888), dels den eustatiska faktorn (Macl ren 1842, Tylor 1868, Penck 1882, 1922, Daly 1910, 1915, 1925, Nanse 1922, Ramsay 1924). Beträffande landhöjningen som sådan, anse eme lertid vissa forskare ha funnit, att denna är betydligt mer komplicera än en enbart avtagande återhämtning efter isbelastningen. Sauram har sålunda tyckt sig kunna påvisa s. k. ledgångar, på vilkas båd sidor landhöjningen skett med olika intensitet (Sauramo 1942, 194 1945, 1947, 1949). Som benämning har han upptagit det av Goldthwa (1908, s. 473) lancerade begreppet »hinge line» men avser ej exakt de samma som de amerikanska forskarna. Enligt de senare ligga stran linjerna horisontellt utanför dessa gångjärn, medan de innanför lut med skilda gradienter (Taylor 1915, s. 502, jämte där cit. litt., Loug 1953, jfr Flint 1947, s. 416). »Hinge line» är där ungefär detsamma so ytterlinjen (-erna) för landhöjningen. Sauramo anser däremot, att le gångarna äro brytningslinjer inom höjningsområdet, d. v. s. samm strandnivå har mindre lutning utanför, större sådan innanför dem. T dylika »hinge lines» skulle finnas, och de båda äldsta överför han äve till Sverige, där de skulle framgå ungefär över Skåne och längs Göt borgsmoränen resp. vid det mellansvenska randstråket (Sauramo 194 s. 59).

På basis av Viska- och Hallandsundersökningarna ansåg sig även
von Post (1938, 1947, 1952) kunna konstatera tydliga avbrott i den
kontinuerliga landhöjningen. Vid flera tillfällen under sen-postglacial
tid skulle snabbt övergående störningar ha ägt rum, vilka han benämnt
»chocker». Höjningen skulle icke blott ha avstannat utan även förbytts
i verkliga landsänkningar. Isostatiskt förorsakade transgressioner ha
därigenom inträffat. Mycket snart började höjningen ånyo men nu med
ökad intensitet. Dåvarande isobasytor ha därför större lutning än de
strax ovanför liggande äldre nivåerna. På diagrammen framträder detta
på så sätt, att de förra överskära de senare inom deras inre delar. De
eustatiska transgressionerna ha däremot alltid berört de äldre strand-
ytornas yttre delar.

Liknande företeelser har även Florin (1944, 1948) funnit registrerade
Södermanlands strandförskjutningskurva. De s. k. undulationerna in-
dicerar han nämligen som klart isostatiska.

Motsättningarna mellan Sauramos och von Posts teorier äro sålunda
stora och synas ytligt sett svåra att överbrygga. Tolkningarna av de
skilda strandnivåerna och transgressionsvågorna bli mycket olika. Prin-
cipiellt torde emellertid skillnaderna icke vara så markanta. Både
Sauramo (1942, s. 249, 1944) och von Post (1947, s. 312, 1952, s. 222)
anse, att dessa snabba uppvippningar ha berott på elastiska form-
förändringar i motsats till den normala plastiska återhämtningen (jfr
Daly 1934). Vad som emellertid komplicerar denna fråga, är tydningen
av det mellanliggande Sydsvenska höglandets höjning. Enligt Nilsson
(1953, s. 232) skulle där en jämn, mot nutiden kontinuerligt avtagande
terhämtning av jordskorpan ha ägt rum. Några diskontinuiteter skulle
ned andra ord icke vara registrerade.

Beträffande mina egna undersökningar, har på grund av mångfalden
v issjönivåer även landhöjningen kommit att inta en central plats i
problemställningen. Före en diskussion av resultaten av strandlinje-
nalyserna måste emellertid ett par andra frågor beröras. Den första
äller gradientlinjerna. Hur noggrant än avvägningarna ske, och även
m alla profiler uppmätas med tub, föreligger alltid på grund av strand-
njernas morfologiska utbildning en viss felkälla, som gör att gradien-
erna knappast bli fullt exakta (jfr kap. strandlinjer). Detta torde vara
llet, även om medelvärden uträknas på avståndet mellan varje punkt
ler om horisontell avvägning skett av vissa nivåer. Om en isobasyta
tar t. ex. 8 eller 8,5 m per mil går sålunda icke klart att avgöra. Vär-
ena som sådana ha därför endast betydelse för jämförelser med andra
ivåer. Vad som däremot är av största vikt, är om diskontinuiteter av
ågot slag kunna konstateras.

Samtliga issjöytor torde vara isokrona. Några eustatiska stigningar

synas nämligen icke ha förekommit. Detta gäller kanske icke alla is
sjöar men ifråga om marginala kantsjöar torde en sådan möjlighet var
helt utesluten.[1] För dem fungerade isen själv som pasströskel, och dera
höjd bestämdes i regel av isytans läge. Efter tillfälliga (eller årliga
tappningar kunde sådana marginalsjöar visserligen åter fyllas men dett
skedde säkerligen allra högst upp till den forna nivån. Om emellerti
eustatiska transgressioner skulle ha förekommit, är detta knappas
möjligt att direkt påvisa på grund av avsaknaden av lämpliga sedimen

Redan i Frisjöavhandlingen (Gillberg 1945) ansåg jag mig kunn
konstatera förekomsten av diskontinuiteter. Två sådana syntes för
trädda, nämligen mellan dåvarande stadierna C^2 och C^3 samt mella
C^{13} och C^{14}. Viskaområdets issjöytor påvisade detta förhållande ä
tydligare, och tre sådana återslag i landhöjningen voro registrerad
(Gillberg 1948). Då de även syntes framträda i MG:s förlopp i form a
antiklinalartade stigningar, kom den detaljerade undersökningen a
denna nivå i västra Sverige till stånd (Gillberg 1952). Som denna u
redning visar, ha dylika MG-antiklinaler utbildats vid åtminstone t
tillfällen under senglacial tid. Sannolikt kunde även en äldre, fjärd
sådan spåras i Halland. Alltefter läget inom den västsvenska avsmäl
ningszonen benämndes dessa reversioner[1] F (finiglacial), GF (vid öve
gången mellan fini-gotiglacial tid), G^1 och G^2 (i yngre gotiglacial tid

Även här redovisade issjösystem registrera flera sådana återslag, vi
ka på diagrammen framträda i form av brantare yngre isobasytor (j
fig. 24—28). Gradientlinjerna i allmänhet kunna möjligen dragas
annat sätt, men dessa starkt lutande, delvis överskärande nivåer syn
vara ofrånkomliga. Med hjälp av issjöarnas utbredning, avloppsförhå
landen samt andra avsmältningsbildningar kunna dessa reversionsfas
relativt lätt konnekteras med varandra inom hela området. Fyra sådar
ha förekommit, och på grundval av isavsmältningens och MG:s förlo
i Sävedalen upp till Billingen kunna de dateras till gotiglacial tid (ell
ännu äldre). De förut kända G^1- och G^2-reversionerna (Gillberg 195
ha sålunda föregåtts av (minst) två äldre likartade. I anslutning t
redan genomförd benämning kallas de G^3 resp. G^4.[3] GF-reversionen

---

[1] Stora öppna issjöar, vilka dämts av is blott utmed en sida samt vilkas avlopp va
terrängbetingade, torde kunna ha transgredierat upp över äldre strandnivåer anting
på grund av nya uppdämningar genom isframstötar eller på grund av stor och sna
tillförsel av smältvatten (jfr bl. a. Sauramo 1937, s. 20, 1942, s. 226, 1945, s. 44).

[2] Dessa diskontinuiteter har jag tidigare kallat retardationer (Gillberg 1948, 195
Detta ord är dock knappast lämpligt, eftersom det betyder ett avtagande skeende. J
har därför i stället infört benämningen reversion (lat. reversio = omvändning, åt
komst) för att framhäva en återkomst av redan passerade stadier i landhöjningsintensitet

[3] Som framgår av följande kapitel, kan äldsta delen av avsmältningsförloppet in
området ha utspelats i daniglacial tid. G^4-, möjligen också G^3-reversionen skulle då t
hört denna period. Har detta varit fallet, måste de givetvis i stället benämnas D^2 re
D^1. Då emellertid denna datering ännu ej kan anses fullt belagd, bibehåller jag den g
glaciala beteckningen.

däremot icke registrerad av områdets issjösystem. De sista isresterna hade dessförinnan bortsmält. Detta torde dock ha skett alldeles före denna tidpunkt, ty i Viska-Hålsjöfjordarnas innerspetsar visar MG den antiklinalartade stigningen av denna GF-reversion (Gillberg 1952, s. 87).

Landhöjningens förlopp åskådliggörs bäst med en kurva. En vanlig strandförskjutningskurva ger emellertid här inga upplysningar därom. Eftersom varje yngre issjö intog lägre nivå än närmast föregående äldre stadium, skulle en dylik kurva endast successivt sänka sig från den översta äldsta till den nedersta yngsta issjönivån. I stället måste en kurva konstrueras, vilken visar de olika isobasytornas gradienter, d. v. s. intensiteten i landhöjningen. Medan x-axeln visar tiden, bör y-axeln uttrycka antingen direkt själva lutningen eller denna omräknad i vinkelvärden i förhållande till horisontalplanet. Eftersom inga exakta årtal äro tillgängliga, och icke heller de få approximativa värdena böra ifrågakomma, får tiden uttryckas genom successionen av skilda issjöstadier. Då varje lägre nivå var yngre än närmast föregående, kan detta ske medelst deras höjd över havet. Som exempel ha tre dylika kurvor uppgjorts, deriverade från distansdiagrammen fig. 24—28 (fig. 31). Då emellertid de olika botten resp. toppvärdena i landhöjnings- ntensiteten icke alltid äro representerade vid varje enskild lokal, bör också en sammanfattningskurva konstrueras (fig. 32). Tiden kan där cke anges genom issjöarnas höjd över havet utan får uttryckas genom . ex. issjösuccessionens gradientvärden (jfr s. 429). Liksom på abla- ionskurvorna äro sålunda tidsintervallerna blott approximativt an- ivna. Den justering, som sannolikt skulle ske i sidled (d. v. s. ur tids- ynpunkt), om exakta dateringar funnos, torde dock spela mindre roll ör tydningen av denna kurva. Förekommande reversionsfaser komma ämligen i vilket fall till synes och troligen också med riktig omfatt- ing i intensitet.

Av denna kurva framgår följande. Minst fyra gånger har landhöj- ingen avbrutits. Efter ett avstannande och en troligen snabbt över- ående sänkning har den åter satt in med ökad kraft. Vid tiden för de ldsta issjöarna var höjningen visserligen kraftig men efter G^4- resp. ^{3}-reversionen tilltog den varje gång i styrka och nådde sin högsta tensitet strax efter den sistnämnda fasen. Därefter har den succes- ivt avtagit men åter avbrutits två gånger, varvid den dock aldrig nått pp till föregående toppvärde. Mellanpartiernas längd varierar också rån fas till fas. Synbarligen ha de varit betydligt kortare inom upp- ången till den högsta höjningsstyrkan, mycket långvarigare inom den ärefter följande nedgången. Allt längre tid har alltså förflutit mellan arje ny reversion, och dessa ha å sin sida blivit av allt mindre om- ttning. Både lokal- och sammanfattningskurvorna överensstämma i

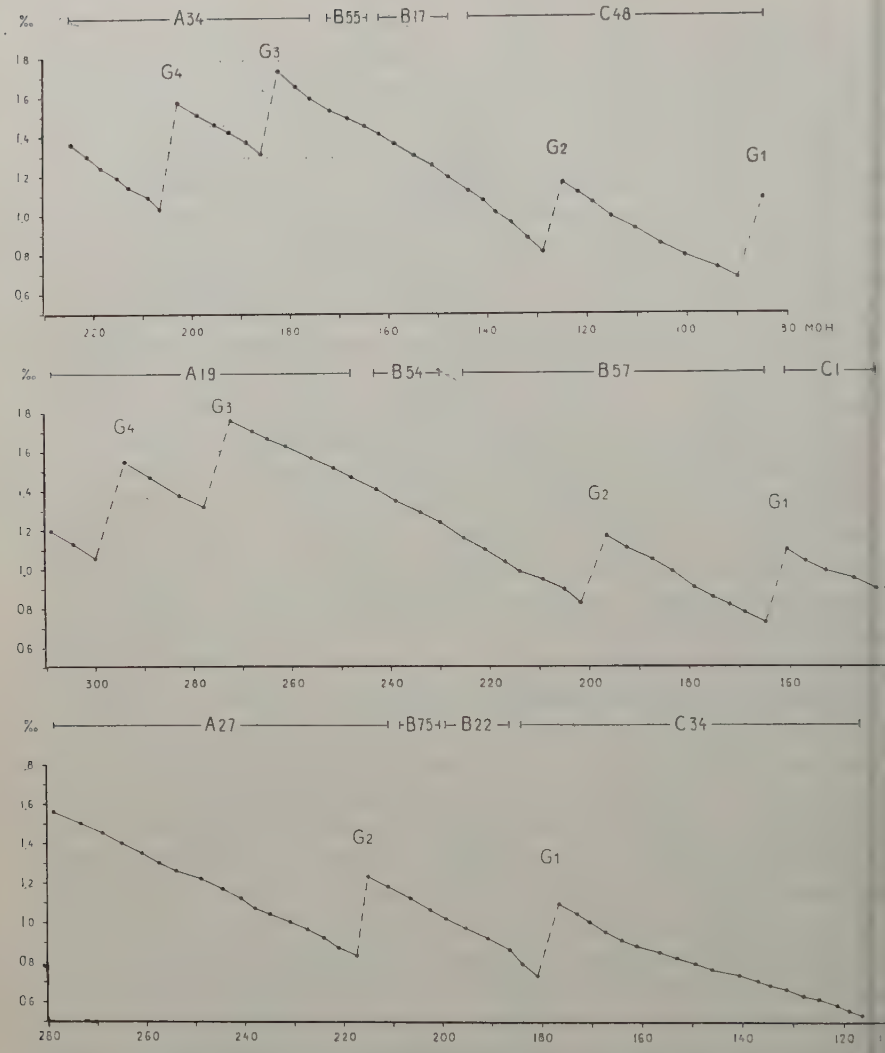
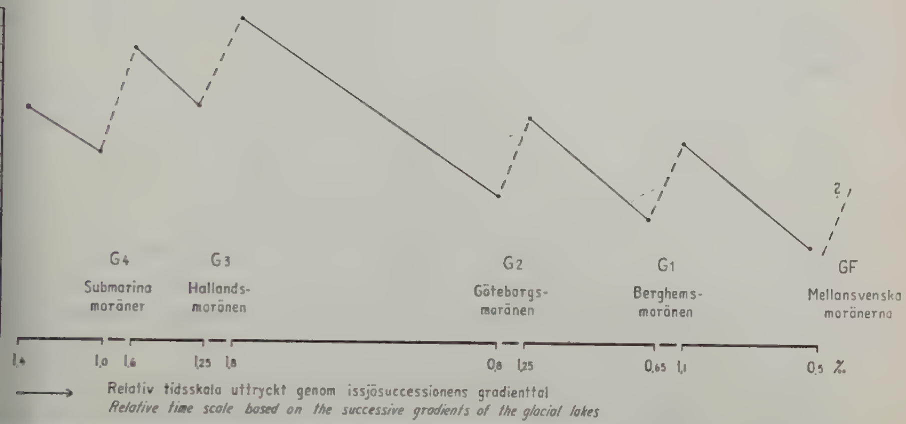


Fig. 31. Intensitetskurvor för landhöjningen. Den övre från södra (St. Backa, E Öxabäck), den mellersta från centrala (Sjöbo, N om Borås) och den nedre från no delen av området (Holmen, S om Molla kyrka). —A 34— etc. = Vid konstruktionen a vända issjösystem. G^4—G^1 = reversionsfaser i landhöjningen.

Intensity curves of the land elevation. The upper curve refers to the southern part (St. Back E of Öxabäck), the middle curve to the central part (Sjöbo, N of the town of Borås) and lower curve to the northern part of the area (Holmen, S of Molla Church). —A 34— etc Systems of different glacial lakes used in the construction. G^4—G^1 — Phases of revers of the land elevation.



ig. 32. Sammanfattningskurva över landhöjningsintensiteten inom undersökningsområlet, härledd ur föregående kurvor samt liknande från andra delar. G⁴—G¹ = reversionsfaser i landhöjningen. Submarina moräner etc. = markerade randstråk.
omposite curve of the intensity of the land elevation in the area investigated, derived from he curves above and similar curves from other parts. G⁴—G¹ = Phases of reversion of the nd elevation. Submarina moräner etc. = Terminal drift complexes of important stagnation phases.

tort med de av von Post (1947, pl. VI) från Halland och Viskaområdet onstruerade höjningskurvorna. Betydligt äldre faser äro emellertid egistrerade på issjökurvorna, och dessutom äro de relativa dateringara icke samstämmiga (Gillberg 1952, s. 89, jfr följ. kap.).

Landhöjningen har sannolikt börjat långt före de äldsta issjöarnas ppkomst. Först då recessionen började från övergångszonen mellan ustslätten och höglandet nådde den sin fulla styrka. Denna tidpunkt tgjorde därför troligen den utvecklingsfas, då isbelastningen inom omådet slutligt övervunnits, och då avsmältningen begynte ingå i sitt vgörande skede.

Landhöjningen har icke skett kontinuerligt och med avtagande styra utan ett flertal återslag ha inträffat. Trots att detta kunnat konstaeras inom flera andra trakter (von Post 1938, 1947, 1952, Sauramo 942, 1944, 1945, 1947, 1949, Florin 1944, 1948),[1] synas dessa utvecklngsfaser ännu vara otillräckligt kända. De geofysiska förutsättningara torde dessutom vara alltför litet utredda. En slutlig och entydig rklaring kan därför ännu ej avges. Först då dessa företeelser än tydgare belysts och utretts inom så många områden som möjligt samt lara tidskonnektioner erhållits, kan detta problem till fullo angripas ch kanske slutligt lösas.

---

[1] Pulsationsartade oscillationer i landhöjningen ha även diskuterats teoretiskt, dels också på grundval av olika lagerföljder (Holst 1899, Antevs 1921 1928, b, Cleveler 1923).

Därmed borde denna fråga vara slutbehandlad. Några ytterligar påpekanden kunna dock göras utöver de direkt ur diagrammen oc kurvorna framkomna slutsatserna.

Som flera gånger framgått, sammanföllo reversionsfaserna till tide med markerade stagnationsperioder. Detta kan tyda på att dessa di kontinuiteter ha förorsakats av förändringar i isbelastningen. Utvecl lingen skulle därför kunna ha ägt rum på följande sätt. I och med at istrycket i stort började avta, kom även höjningen igång, d. v. s. en p djupet skeende tillströmning av magma kom till stånd in mot det nec isade och nedpressade området. Alltefter som isbelastningen lättad kunde den påbörjade höjningen alltmer göra sig gällande. Avtog ell upphörde avsmältningen regionalt, varigenom klimatiskt betingac stagnationer inträffade (eventuellt åtföljda av en ökning av ismassa mäktighet), minskade även intensiteten i landhöjningen eller förbytt denna t. o. m. i en troligen relativt snabbt övergående sänkning. Mö ligen betydde detta en avtagande eller helt avstannande tillströmni av magma eller utvecklades t. o. m. en motsatt rörelse. Då avsmäl ningen ånyo började (d. v. s. ytterligare minskat tryck), kom en sna utlösning underifrån och en kraftig uppvippning inträffade. Detta up repades vid varje liknande tillfälle. Då emellertid isbelastningen he tiden kontinuerligt avtog, blevo dessa återslag i landhöjningen av a mindre omfattning. Dessa ha troligen varit av elastisk karaktär me det torde kunna ifrågasättas, om icke den plastiska återhämtning helt avbrutits under varje sådant intervall.

Denna approximativa och säkerligen icke entydiga förklaring syn i princip överensstämma med främst Sauramos (1945, s. 50) men d vis också von Posts (1947, 1952) teorier. Avgörande för detta proble är, hur områdena utanför isranden fram till zero-isobasen ha reager Enligt von Post har hela landhöjningsbucklan träffats av dessa pul tioner, enligt Sauramo endast partierna närmast isfronten eller m ligen någon del av de blott delvis isbetäckta områdena innanför den Mina undersökningar kunna tyvärr icke överbrygga dessa motsä ningar eller klart bevisa eller motbevisa endera teorien. Först då sa tidiga issjöytor och marina nivåer långt utanför isranden kunnat k nekteras, torde detta vara möjligt, och förekomsten eller avsaknad av »hinge lines» kunna konstateras. Men enbart genom strandlinjea lyser kan detta problem icke lösas, ty synbarligen kunna von Po Hallands-Viska-diagram omkonstrueras enligt Sauramos uppfattni och möjligheten att ändra de finska diagrammen enligt von Posts te synes lika stor. Närvaron av stora diskontinuiteter är dock ofrå komlig.

Delvis avgörande för hela detta problem synes vara, om såda pulsationsartade faser även förekommit under postglacial tid (Florin 1944, 1948). Har detta varit fallet, kunna knappast förändringar i isbelastningen ha varit orsaken till dessa reversioner. Ett gemensamt ursprung för de senare och de samtidigt, inom alla områden indicerade omslagen i klimatet torde då få sökas (von Post 1952, s. 224).

Isavsmältningens tidsställning

Ytterligare ett problem måste närmare diskuteras, nämligen isavsmältningens tidsställning. Flera gånger har visserligen framhållits, att denna utveckling måste ha utspelats under gotiglacial tid, men därutöver har endast de olika reversionsfasernas relativa ålder inbördes berörts. De verkliga tidsperioderna äro givetvis av största betydelse att känna. Både recessionens och ablationens storlek skulle kunna uträknas och likaså skulle reversionernas längd klart framgå. Några exakta dateringar äro emellertid icke kända utan blott mycket approximativa uppskattningar kunna göras.

Utgångspunkten för denna diskussion måste bli dateringen av det mellansvenska randstråket, d. v. s. gränsen mellan goti-finiglacial tid. Efter sammanknytningen av de postglaciala varven i Ångermanälvens dalgång med de finiglaciala varven i Indalen samt de äldre varvserierna från denna tid kunde år 0 i den svenska tidsskalan fastslås till c:a 6840 f.Kr., och hela finiglacialen tycktes bestå av c:a 1073 år (Lidén 1913, De Geer 1940 jämte där cit. litt.). Den senare korrelationen byggde bl. a. på mätningar i Stockholmstrakten, där varv -- 1073 antydde saltvattnets inbrytande. De Geer satte detta i samband med Billingen-tappningen, som bestämts som gräns mellan goti-finiglacial tid. Som Caldenius visat (1944), kan denna datering knappast upprätthållas utan saltvattenstillförseln till Balticum måste ha skett först i och med Närkesundets öppnande, d. v. s. långt efter Billingen-katastrofen. Finiglacialen har därför sannolikt haft en något större omfattning — c:a 1360 år enligt Antevs' beräkningar på grundval av Caldenius' mätningar och Sauramos parallelliseringar med Salpausselkäområdet (Sauramo 1918, 1923, 1926, Caldenius 1944, Antevs 1953, s. 200). Gränsen mellan goti-finiglacial tid skulle sålunda sättas till ungefär 8200 f.Kr. (jfr Antevs 1953, s. 200). Även om denna datering sannolikt icke är fullt exakt, kan den dock tagas som yngre utgångspunkt för gotiglacialen.

Stagnationen vid övergången mellan goti-finiglacial tid har av De Geer (1917) och Sauramo (1918) beräknats till c:a 700 år. Början av denna epok, d. v. s. yngre Dryas-tid, vilken samtidigt betydde slutet v Allerödepoken, skulle sålunda ligga ungefär 8900 f.Kr. Enligt utörda åldersbestämningar på Allerödbildningar medelst C^{14}-metoden skulle denna gräns ha infallit ungefär 8920 ± 160 år f.Kr. (Anderson Levi-Tauber 1953, Iversen 1953). Överensstämmelsen med varvkronologiens datering är alltså mycket stor. Detta gäller även övre gränse för yngre Dryas-tid, som genom C^{14}-metoden förlagts till ungefä 8350 ± 350 år f.Kr. Enligt gjorda C^{14}-bestämningar av material frå Allerödperiodens äldre del skulle denna epok haft en varaktighet a minst 1000 år (Iversen 1953), enligt Godwin (1951) nära 1500 år. Gränsen till äldre Dryas-tid skulle sålunda ligga minst 10000 f.Kr. Enlig hittills gjorda antaganden har Göteborgsmoränen uppbyggts unde detta intervall.

En enda datering skulle med andra ord föreligga för områdets del För att någorlunda kunna uppskatta recessionens och ablationen genomsnittliga storlek måste emellertid även den tidpunkt vara känd då isen försvann därifrån. Visserligen approximativt men troligen me relativt ringa felmarginal går detta att sluta sig till. Reversionsfase (GF) vid det mellansvenska randstråket är också vid innerspetsarn av Viska-Hålsjöfjordarna utbildad som en MG-antiklinal (Gillberg 1952) Då denna även där når toppen vid stora randdeltan, torde isen slut giltigt försvunnit från denna trakt högst något århundrade före kulminationen, d. v. s. omkring 8300 f.Kr. Beträffande landisen i Sävedalen bli uppskattningarna något osäkrare. Södra ytterkanten av de mellansvenska randstråket börjar knappt 2 mil N om områdets nord gräns. Enligt ovanstående diskussion skulle denna linje ungefär bety början av yngre Dryas-tid — 8900 f.Kr. Vad dessa 2 mil betytt fö recessionen, är givetvis svårt att avgöra. Uppskattningsvis torde doc landisen ha försvunnit från Sävedalen omkring 9000—9100 f.Kr.

Om dessa dateringar äro någorlunda riktiga, skulle mellan isens läg vid Göteborgsmoränen och områdets nordkant minst 1 000 år ha fö flutit. Den samtidiga recessionen i Viskadalen skulle däremot tagi något mer än 1 500 år. Utgående från dessa värden kunna de genomsnittliga medeltalen för recessionens och ablationens storlek per år uträknas. Dessutom kan ett relativt mått på issjöstadiernas längd e hållas.

I Sävedalen drog sig isen under denna tid tillbaka ungefär 70 kn och i mäktighet avtog den 100 m. Recessionen per år skulle sålunda genomsnitt ha varit 70 m, ablationen 1 dm. Ingendera var emellerti kontinuerlig, ty under denna period inträffade Berghemsstagnatione Även om denna kanske icke var så omfattande som uppehållet vid de mellansvenska stråket, äro dock randbildningarna så mäktiga, att min ett par århundraden torde ha åtgått för deras uppbyggande. Rece sionen var då helt avstannad, och även ablationen var högst obetydl (jfr ovan). Genomsnittsvärdena torde därför snarast vara mellan 90—

100 m per år för recessionen, mellan 1,2—1,3 dm per år för ablationen. Medeltalet för de skilda issjönivåernas längd skulle bli mellan 25—30 år per stadium.

För Viskadalen bli medelvärdena något mindre ifråga om recessionen och ablationen — c:a 60 m resp. knappt 1 dm per år. Varje issjöyta hade däremot ungefär samma omfattning i tid.

Hur acceptabla kunna nu dessa tal anses vara? Mot en recession av 90—100 m per år torde knappast vara något att invända. Visserligen synas motsvarande värden inom övre delen av det mellansvenska randstråket samt strax N därom vara betydligt större — 140—200 m per år (De Geer 1896, Hedström 1901, Ahlmann 1910, G. Frödin 1916) men flertalet av dessa årsmoräner äro så belägna i förhållande till det centrala stråket, att de möjligen kunna betraktas som bildade i början av den finiglaciala klimatförbättringen. Beträffande medeltalet 1 dm per år för ablationen, är detta omöjligt att uttala sig om. Det enda försök till uppskattning därav från senglacial tid har gjorts av Wennberg (1949, s. 169), som utgående från helt andra grunder erhållit ett approximativt värde på 6 dm per år. En jämförelse med nutida glaciärer är rent fiktivt, då de klimatiska förhållandena icke på något sätt äro kommensurabla.

Mer diskutabelt torde medeltalet för varje issjöstadiums tidsutsträckning vara. De för abrasionen avgörande faktorerna synas genomsnittligt ha varit väl lämpade för utskärandet av tydliga nivåer. Att dessa trots detta i regel äro svagt utformade, sattes därför i samband med issjöarnas utbildning som marginala kantuppdämningar. Även tidsfaktorn, som förut lämnades därhän, kan nu upptas till diskussion. Har sålunda en så kort tid som 25—30 år varit tillräcklig för att icke blott påverka terrängen utan även utskära verkliga terrasser (ibland av flera tiotal m:s bredd)? Nu synes visserligen den morfologiska aktiviteten inom en strandzon relativt snabbt nå kulmen (Ahlmann 1914, s. 19) men om detta även var fallet i så grovt material som morän och under dåvarande klimatiska förhållanden, må ifrågasättas. På Island ha dock tydliga terrasser utskurits i relativt små issjöar på en tid av ungefär 30 år (Thorarinsson 1939, s. 222) men en sådan jämförelse kan knappast vara utslagsgivande.

Delvis på grund av ovanstående problemställning synes mig en omdatering av hela den tidrymd, under vilken utvecklingen inom området utspelats, vara icke blott möjlig utan även i hög grad sannolik (Gillberg 1952). Mest avgörande för denna fråga är uppträdandet av det tora Berghemsstråket. Visserligen kan denna stagnation ha varit en illfällig, ehuru jämförelsevis markerad episod under Allerödtid. Ett lertal danska pollendiagram rörande avlagringar från denna tid visa också tydligt, att en försämring i klimatet inträffat under detta i övrigt relativt milda tidsavsnitt (t. ex. Iversen 1942). Betulakurvan är nämligen i regel tvåtoppad. Hur kraftig denna förändring varit, är emellertid icke möjligt att för närvarande avgöra. Men som Berghemsmoränen är utbildad, synes knappast en kortvarig klimatförsämring ha varit tillräcklig för dess uppbyggande. Frontala former uppträda i nästan varje dalgång och flerstädes äro de mycket mäktiga. Detta stråk synes mig därför klart skola sättas i paritet med de övriga senglaciala, klimatiskt betingade randlinjerna, och detta torde vara än mer berättigat, om dess fortsättning i W utgöres av de bohuslänska randelementen (Gillberg 1952).

Om denna omdatering av senglacialen är riktig, kan Berghemsstagnationen knappast hänföras annat än till äldre Dryas-tid. Allerödepoken skulle då för områdets del endast ha omfattat recessionsavsnittet från Berghemsmoränen upp till nordgränsen samt beträffande restisen dess innersta parti. Medeltalen för recessionen, ablationen och issjöstadiernas längd bli helt andra. För den förstnämnda skulle värdet bli 40—45 m per år i Sävedalen, 30—35 m i Viskadalen, för ablationen c:a 5 cm resp. 4 cm årligen, och issjöarna skulle i genomsnitt ha varat 70—75 år i båda områdena. Särskilt detta sista mått synes vara betydligt mer acceptabelt än det ovan diskuterade.

Finnas nu några direkta bevis för denna omdatering? Svaret kan med någon tvekan bli jakande, även om full bevisföring ännu icke torde föreligga. På övervägande malakologiska grunder har Asklund (1936) hänfört vissa medelhöga strandytor i Halland till gotiglacial tid och sammankopplat dem med Alleröd å ena sidan, äldre Zirphaeanivåer i Danmark å den andra. Iversen (1942) har sedan icke blott accepterat detta utan även som det synes invändningsfritt visat, att dessa äro samtidiga. Insättas Asklunds båda gotiglaciala strandlinjer i von Post-Hallandsdiagram, falla bägge på nivåer, som i Viskadalen nå N om Berghemsmoränen. Är dateringen av dessa isobasytor riktig, och alltså Zirphaeatransgressionen inföll under Allerödtid, måste Berghemsmoränen vara äldre. Någon annan möjlighet än att hänföra den till äldre Dryas-tid, synes då knappast föreligga.

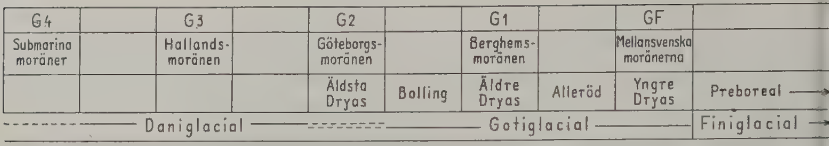
Under sådana omständigheter måste Göteborgsmoränens stagnation ligga ännu längre tillbaka i tiden. Tanken faller då osökt på den danska indelningen av detta parti av senglacialen. Enligt Iversen (1942) föregicks äldre Dryas av ett mildare skede, benämnt Böllingoscillationen, och före denna inföll äldsta Dryas-tid. Medan den senare utmärktes av tundraklimat, var Böllingperioden så mild, att skog åtminstone delvis förekom i Danmark. Detta kan för isens del knappast ha betytt annat än stagnation, resp. recession, d. v. s. inom området uppbyggan det av Göteborgsmoränen resp. reträtten därifrån upp till Berghemsmoränen. Äldsta Dryas tillhör enligt Iversen (1942) yngsta daniglacial tid. Denna fråga må dock anses obesvarad tills slutliga dateringar kunnat göras. I vilket fall torde Hallandsmoränen vara daniglacial, och i ännu högre grad gäller detta de submarina moränerna utanför Hallandskusten. Göteborgsmoränens fortsättning mot E torde dessutom få sökas i betydligt sydligare randstråk än Kalmarmoränerna (jfr Nilsson 1953, s. 173).

Att försöka uträkna några medelvärden på recessionen, ablationen och issjöstadiernas längd under dessa äldre skeden, är knappast görligt, eftersom dels Göteborgsmoränens tidsställning icke kan anses avgjord, dels endast några få approximativa dateringar föreligga från denna tid. Om emellertid varje issjöstadium även då ungefär haft samma genomsnittliga omfattning som efter Berghemsstagnationen, d. v. s. 70—75 år, skulle minst 800 år ha förflutit mellan den senare och uppehållet vid Göteborgslinjen. Mellan denna och Hallandsmoränen skulle motsvarande värde bli minst 1 200 år, d. v. s. den senare stagnationen kulle ha inträffat minst 2 000 år före den vid Berghemsstråket (= minst 12000 f.Kr.). Med säkerhet måste emellertid ytterligare århund- aden läggas till. Dels är Göteborgsmoränens stagnation helt okänd till mfattningen och därför icke medräknad i ovanstående approximation, dels ha troligen både recessionen och ablationen gått än långsammare nder denna äldre del av senglacialen. Hallandsmoränen torde därför gga närmare 13000 än 12000 f.Kr. (jfr den approximativa dateringen v De Geers gräns mellan dani-gotiglacial tid).

Senglacialens indelning skulle sålunda enligt denna diskussion ungeär bli som fig. 33 visar (jfr Gillberg 1952). Är den någorlunda riktig, orde detta förutsätta en mycket markerad skillnad i avsmältningsörloppet inom Väst- resp. Östsverige.

Ännu en sista fråga bör diskuteras, nämligen om det finns någon öjlighet att erhålla säkrare dateringar eller åtminstone otvetydiga evis för de skilda periodernas relativa ålder. Lerkronologiskt torde etta vara mycket svårt, då varven inom utpräglade marina trakter anligen äro symmikta, vilket försvårar eller omöjliggör exakta mätngar. De enda issjöområdena i Sydvästsverige äro belägna inom unersökningsområdet, men där finnas ytterst få varviga sediment (Gillerg 1956).

Med östsvenska trakter, där fullständigare varvserier lättare kunna hållas (jfr Nilsson 1953, s. 179), äro korrelationer eventuellt möjliga - men troligen endast på indirekt väg med hjälp av de stora randråken. Sedan dessa i Östsverige geokronologiskt fastlåsts till tiden, åste klara konnektioner kunna göras mellan dem och de västsvenska



G4		G3		G2		G1		GF	
Submarina moräner		Hallandsmoränen		Göteborgsmoränen		Berghemsmoränen		Mellansvenska moränerna	
				Äldsta Dryas	Bolling	Äldre Dryas	Alleröd	Yngre Dryas	Preboreal →
Daniglacial				Gotiglacial					Finiglacial →

Fig. 33. Diagram över den möjliga, relativa indelningen av senglacialen i Västsverig
Diagram of the possible relative division of the Late Glacial time in Western Sweden.

randelementen. Detta torde dock vara förbundet med stor subjektiv tet, då frontalbildningarna mera sällan äro direkt sammanhängand från område till område. Ett tänkbart samband mellan öst och väs har redan antytts av Nilsson (1953, s. 173). Han har sålunda framhålli att Göteborgsmoränens fortsättning i E sannolikt måste sökas i norr Skåne. Ett sydligare moränstråk benämnt tidig-gotiglaciala morär bältet och gående över Nävlingeåsen sammankopplar han med Ha landsmoränen. Det medel-gotiglaciala israndsläget förlägger han frå Vättern över bl. a. Vättakplatån och Rännefalan fram till Larv. So MG:s förlopp visar (GF-antiklinalen) (Gillberg 1952, s. 85), äro doc randbildningarna vid den senare lokalen utbildade alldeles vid börja av det mellansvenska randstråket. Om icke de stora frontalelemente vid Vätterns sydspets också tillhöra initialen av denna epok, måst deras fortsättning i Västsverige därför ligga mycket sydligare.

Även genom olika strandytors gradienter kunna konnektioner erhå las mellan skilda trakter. Beträffande det västsvenska området, d. v. en jämförelse mellan issjönivåerna och de marina isobasytorna, syn det emellertid för närvarande icke möjligt att komma längre än so ovan diskuterats om de gotiglaciala Hallandsnivåerna. Dels bryter s min uppfattning fullständigt med von Posts ifråga om den relativ åldern på utvecklingen i Viskafjorden (Gillberg 1952), dels har vo Post i sitt Hallandsdiagram (1947, pl. VI) endast infört de approxima tiva De Geerska dateringarna.

Med de småländska-baltiska issjöarna kan en jämförelse synas mö lig. Men för närvarande är detta icke tänkbart på grund av att tydlig reversionsfaser i landhöjningen äro företrädda inom det västsvensk issjöområdet, inga sådana ännu upptäckts inom höglandets baltisk delar. En viss gradient i Östsverige kan därför motsvaras av flera n våer inom undersökningsområdet. Utgående från issjöarnas höjdläg kan man visserligen någorlunda sluta sig till ett ungefärligt samban men då avsmältningsförloppet kan ha varit mycket olika inom res område, kan detta tillvägagångssätt vara förbundet med stora svåri heter eller leda till direkta felslut. En konnektion kan dock möjlige göras. Den högsta gradient, som Nilsson funnit (1953, s. 163), är någ över 1,7 ‰ och gäller de äldsta skånska issjöarna. Den största lutningen inom undersökningsområdet är blott obetydligt högre, nära 1,8 ‰, och är uppmätt för de första stadierna efter G³-reversionen, d. v. s. strax efter Hallandsmoränens stagnation. Denna jämförelse synes vara berättigad, ty som ovan framgått har Nilsson sammankopplat det mellanskånska randstråket med halländska kustslättens frontalelement.

Slutligen finns även möjligheten att medelst vegetationens och faunans utveckling erhålla upplysningar om senglacialens tidigare perioder. En sådan undersökning måste givetvis kombineras med en utredning av strandförskjutningen (jfr von Posts Viskaundersökning). Pollenanalytiskt torde detta emellertid vara mycket svårt, ty inom västsvenskt område kan man säkerligen icke komma längre tillbaka än till Allerödtid. Under de föregående perioderna låg isen alltför nära de framsmälta partierna för att en utslagsgivande vegetation skulle ha utbildats. Det kan t. o. m. ifrågasättas, om ens under Alleröd någon sådan kan ha trivts inom dessa relativt smala, proglaciala trakter. För övrigt måste de senglaciala pollendiagrammen först vara entydiga. Eftersom ytterst få organogena bildningar finnas från dessa äldsta utvecklingsfaser, är även C^{14}-metoden i det närmaste utesluten.

Faunans invandring och eventuella förändringar alltefter skilda klimatförhållanden kan däremot troligen följas längre tillbaka i tiden. Genom malakologiska bestämningar av lämpliga sediment torde klimatets växlingar kunna utredas. De skilda stagnations- resp. recessionsfaserna, d. v. s. perioder med tillskärpt resp. mildare klimat, borde nämligen vara representerade av olika former (jfr Brotzen 1951). T. o. m. mycket nära isranden kunna säkerligen salta bottenströmmar varit så kraftiga, att vatten av omväxlande värmegrad och varierande fauna tidigt kunde framtränga. Endast Sävedalen torde emellertid vara tänkbar för en sådan undersökning, då havet där haft fritt tillträde mycket långt tillbaka under senglacial tid. Viskadalen är däremot icke lämplig, trots sedimentens stora mäktighet. I denna smala och av en hög tröskel spärrade fjord måste smältvattnet så dominerat, att saltvattnet icke förrän mycket långt fram under avsmältningen kunde göra sig gällande.

English summary

The Development of the Glacial Lakes and the Deglaciation in the Westerr Marginal Zone of the South-Swedish Highlands.

Erosional forms of the deglaciation

Features of marginal drainage. Below the firn limit, th meltwater often flowed between the ice and the already deglaciated valley sides. This indicates, however, that the ice was moving a little, because i completely stagnant ice all crevasses and other open hollows could not b closed, and so the meltwater was forced to run away subglacially. Whe the gradient of the ice was relatively low and much material was transporte by these marginal streams, lateral accumulations, i. e. kame terraces, wer often developed on the sides of the valleys. Usually, erosion took place an erosional marginal drainage features were formed.

The following morphological types can be distinguished: a) margina washing-level, i. e. without notch-formation but only a distinctly slopin washed till, b) marginal boulder-notch, i. e. a marked definitely sloping shallow notch with exposed boulders, c) marginal stream terrace, i. e. slopin erosional terrace with, usually, many exposed boulders, d) marginal channe i. e. a sloping bilateral channel of varying depth.

Different marginal forms can also be distinguished due to the course c the marginal streams (cf. Mannerfelt 1945). They are a) strictly latera drainage features, i. e. those which actually have followed the ice margi b) extralateral drainage features, i. e. those which relatively soon have lef the ice margin and run away from it, c) sublateral drainage features, i. those which, after first following the ice margin for a short distance, hav then cut down into it and flowed subglacially, but still marginally, d) sul glacial chutes, i. e. those which were formed in often steep tunnels unde neath the dissolved ice margin.

All these forms are represented in the area. Of the strictly lateral typ only two have been observed, however. One is an erosional stream terrac the other a kame terrace. The gradient is 1.25 and 0.4 : 100 respectivel

Extralateral drainage features are also uncommon. They are always tru channels, and due to the terrain they are often winding. Sometimes, the have been formed as outlets of glacial lakes, and small delta-like accumul tions have often been built up at their mouths. Usually they lie on gent valley slopes or on plateaus. The gradient generally varies a great deal owi to the terrain.

Most marginal forms are sublateral. All morphological types are repr sented but short marginal boulder-notches or channels are most commo More often they begin at a terrace of a glacial lake and have probably bee cut during the discharge of that lake. No accumulations have been forme at their mouths but there the till is very washed. The gradient is usual steep, 3—4 : 100. Often it increases towards the end, which indicates su cessive cutting down into the ice margin.

Subglacial chutes occur sporadically around the highest points. As the always begin at terraces of glacial lakes, they have probably all been su glacial outlets. Similar forms are the short boulder-chutes. Probably th ire the beginning of sublateral channels but instead of following the ice nargin the meltwater has almost immediately run off englacially, and so he erosion has ceased.

Regionally, the extension of the marginal drainage features varies rather nuch but most of these are found in the central parts. Locally they are ituated mostly along the valley sides (fig. 5).

From the course, form and position of all these types, it is possible to lraw the following conclusions. As they occur right up to the highest points, he ice cap must. even when these were ice-free, have lain below the firn mit, i. e. was climatologically dead and melted by thinning. As marginal rainage features cannot have been formed below the marine limit, they are ften a good criterion of this level. As they occur everywhere between this hore line and the highest points, i. e. also between the shore marks of glacial ıkes, ice must have remained in the valleys, right up to its final dissolution. ılmost all glacial lakes must therefore have been marginal.

As many other investigations of similar problems have shown, these ɔrms can often supply informations about the gradient of the ice margin. Iowever, that is not the case here. Only the strictly lateral forms, which ctually have followed the ice margin, can of course be used for that purose. As only two of these have been found in the area, the true value of ne gradient can hardly be obtained.

Outlets of glacial lakes. The outlets of most glacial lakes ave been subglacial. They usually occur as sublateral drainage features, e. g. oulder-notches, short sloping terraces, or boulder-chutes. Real channels ave also developed, even such as have in origin been due to topographical ass-summits and not, as the others, to the position and gradient of the e cap. From many glacial lakes, however, no outlets have been observed all, which perhaps indicates their having been discharged englacially, hereas from other stages, more than one outlet has developed. This would, ı the other hand, tend to show that intermittent discharges have occurred any times from each of these glacial lakes. The meltwater has then again sen to the same level. — On p. 370—376 several typical outlets are described.

Shore lines. All over the area, shore lines of different forms occur tween the highest points and the valley floors. The vertical intervals tween them are often no more than 3—4 metres. As the sea, after the cession of the ice cap, covered a great part of the southern region, it has en of great importance in determining the marine limit clearly. All shore es above that level must have been abraded in glacial lakes. However, I have already discussed this limit and its problems in another paper 952), I need only mention here that the greater part of the area lies above e marine limit and that accordingly, most shore lines are abraded in temrary glacial lakes.

Shore line profils have been surveyed with a distance of about 500 metres tween each. The levelling has usually been done with an aneroid baroeter, but as a result of various precautions, it has been possible to reduce e error to ± 1 metre. Many profils have also been surveyed with Tesrph's tube. In constructing the diagrams, the latter points have been used base-points for the drawing of the gradients of the tilted shore planes.

Almost all shore lines are formed by abrasion. Morphologically the fo lowing types can be distinguished.

1) No shore plane developed:
   a) in drift (especially till) = wave-washing level,
   b) in bedrock = frost-wedging level.
2) The shore plane narrower than 1 metre:
   a) without any boulders = simple notch,
   b) with concentrations of boulders as low ramparts = boulder-notch.
3) The shore plane broader than 1 metre:
   a) 1—10 m broad = narrow terrace,
   b) 10—25 m broad = middle-sized terrace,
   c) 25—50 m broad = broad terrace,
   d) over 50 m broad = plain.

Almost all these forms occur irrespective of the difference of the materi of the shores, but, in consequence hereas, the development of the shore lin has been very variable.

Real terraces are formed very seldom in bedrock (only at two places They are of the so called Arctic type. For the formation of such a shor ledge frost-wedging has been more important than abrasion. After the d velopment of a notch, perennial snow could remain in it. Through fros wedging a beach has gradually formed. The notch has been deepened, f which reason the terrace usually slopes inwards and downwards. This pr cess has therefore been facilitated not only by many joints in the bedro but also by the dip when directed towards the notch.

The usual type of shore lines in bedrock is frost-wedging levels. Accor ingly, they appear only as a limit or as a shallow notch, while otherwi the bedrock is only a little eroded. Unfortunately, the frost-wedging h been very active even later, and therefore real frost-wedging levels, d veloped at the shores of glacial lakes, are difficult to discover. For th reason the shore lines in bedrock never give a good indication of the ex height above the sea level.

That is, however, the case when shore lines have developed in stratif drift or glacial-lake sediments. Almost always well-defined terraces, oft more than 10 m broad, have been cut. They are usually even, and the not is sharp but rounded. Exposed boulders are not common, and wave-roll pebbles are also few. Only on the long sides of eskers and kames the sh lines are indistinct, being simple notches. Sometimes no shore marks at can be observed at such places. The top of eskers and kames is on the ot hand generally abraded to even planes, when they have lain one or t metres below the water surface of glacial lakes. That is also, so, when th have projected above the water-level but in such cases small remnants the top are usually preserved.

As the till is the predominating drift, most shore lines are developed that material. All morphological forms occur, but boulder-notches, a narrow terraces are most common. The embryonal form (the wave-washi level) is usually met with on steep valley slopes and is only prominent till with numerous boulders. By the wave action the finer material has be washed away and the boulders exposed.

Simple notches generally occur in till with few boulders and bould otches in till with numerous boulders. The latter are exposed residual ones s well as those pushed up by sliding sea-ice to a low rampart.

The terraces are, contrary to those in stratified drift and glacial-lake ediments, very uneven and sloping. Exposed boulders are common, and mall rocks also occur on the planes or in the notches. The latter are very istinct, usually with many boulders, most of which were pushed up by sliding ea-ice. Wave-rolled pebbles are common, especially on broad terraces.

The development of the shore lines has accordingly been partly dependent n the shore material. However, that is only partially true, while, on the hole, other causes must have been more important.

The slope of the valley sides and the depth at the shores have probably een more important factors. On steeper slopes, the abrasion has had smaller ffect owing to weakness or even absence of wave action. Therefore, wave- ashing levels, simple notches and boulder-notches. i. e. ill-defined shore arks, occur in such places. That is also the case on very gentle slopes. he waves cannot have been quite effective there and the abraded material as often remained in situ and so protected against renewed wave action. he exposure to abrasion has also been of great importance. In an exposed osition the waves may have been very effective, while in a protected posi- ion, for example behind islets or in small inlets, no abrasion at all may ave taken place.

In the area, the above mentioned factors, which accordingly are important o the wave action, have in general been quite adapted for an effective ab- asion. The shore lines therefore ought to be very sharp and well-defined, ut such is not the case. Notches of different kinds have an extension similar o that of real terraces, and broad ones are uncommon. This is surprising, specially in comparison with the shore marks of the marine region. That is artly due to the fact that finer levelling sediments are rare, but also in till errain this is clear. The terraces are narrower and more uneven and they re often broken. Generally no vertical abrasion has occurred between two ore lines, as the glacial lakes were lowered by quick discharges. In other ords, the terrain of the glacial lakes is broken, that of the marine region eing in all respects the opposite.

This difference may be due to the fact that the conditions for abrasion ad been more favourable in the latter area. That has, however, not very ften been the case, but rather the reverse. The ill-defined shore lines of the acial lakes must therefore be due to other circumstances, the reason eing probably that most glacial lakes have been marginal. In such narrow e-lakes the waves cannot possibly have been as effective as in open fiords on the open coast. Furthermore, the glacial lakes were probably frozen uring a great part of the year. That all these cases have been important clear, for example, from the fact that where broad open glacial lakes have isted, the shore lines are as a rule well-defined and often broad terraces.

The shore marks of these marginal ice-lakes are accordingly ill-defined, ually being, however, at the same time very distinct. This really peculiar ature is probably an indication, that in addition to waves other forces ve also been at work. In all probability, there have also been currents in ese narrow ice-lakes, especially at the frequent discharges. This resulted a vigorous erosion and a further consequence was that the abraded material uld not remain there but was carried away down into the ice.

The glacial lakes

To make it clearer, a great number of distance-diagrams of the tilted sho
lines have been drawn (for ex. fig. 24—28). Two maps show the position
every part of the area from which such a diagram has been drawn (fig. 2
23). Two general diagrams show the relative age of the glacial lakes, th
successive sinkings in level, their final discharge and their gradients (pl. 6,

As seen from the proceeding chapters, the development of the shore lin
the appearance of the marginal drainage features and the extension of t
glacial-lake deposits (1956) all indicate that most glacial lakes have be
marginal. The distribution of the shore lines also seems to prove this,
they often appear only around an isolated part of a plateau or along a vall
side or part of it.

Three types of glacial lakes can be distinguished.

A. Nunatak ice-lakes. These have existed around small a
large plateaus, i. e. they have been quite surrounded by ice. Sometimes th
lakes may have had a great extension over the plateaus. The outlets have
ways been en- or subglacial. The different systems are described on p. 407—4

B. Marginal ice-lakes along one side of a valley (
part of it). These lakes usually followed the nunatak ice-lakes wh
the ice had been wholly concentrated in the valleys. The meltwater w
accordingly dammed up between the valley sides and the valley ice. Ow
to the bulging form of the valley slopes, the ice often came to lie direc
against them and therefore dammed up the meltwater to marginal ice-lak
As a result, these systems were often short and many stages developed
fore the final discharge or transition to greater lakes. The outlets were usu
lateral or subglacial, but often there was more than one, and intermitt
lowerings took place. The different systems are described on p. 409—41

C. Marginal ice-lakes along each side of a valley
in several valleys). These lakes usually arose through the c
escence of two or several »unilateral» marginal ice-lakes. They generally c
stituted the last systems formed when the ice was thin and about to
integrate. Therefore the meltwater could communicate through it and
lakes came to be at the same level along both sides of the valleys. To t
group the more open glacial lakes in the northern region have also b
assigned. The outlets were sometimes subglacial-lateral but often they w
determined by the terrain. The different systems are described on p. 413—

The deglaciation and connected problems

The most detailed information concerning the deglaciation is obtai
from the development of the glacial lakes. The most lucid mode of desc
tion is by maps, and therefore eight have been drawn, showing the diffe
conditions during eight stages of the deglaciation (pl. 8, 9). A short abst
follows below.

Even when the highest points emerged as nunataks from the ice
the meltwater gathered between the ice-free land and the ice, forming s
ice-lakes. The later development seems clearly to indicate a deglacia

by successive thinning. Larger and larger land-areas became ice-free and the ice was more and more concentrated in the valleys. The primary nunatak ice-lakes changed during this process into numbers of »unilateral» marginal ice-lakes which were dammed up by the ice itself. When the latter was thin and in the process of disintegration the meltwater usually stood at the same evel along all the sides of the valleys and »double» marginal ice-lakes were formed. During this period of shrinking, dead ice was often left behind in small valleys. Owing to the existence of the higher zone in the central part of the area, a larger part of the ice cap separated S of this zone.

As always during the downwasting of an ice cap, the terrain played an mportant role. In the first hand the deep valleys were the most significant. The ice was not only concentrated in these but its dissolution was also determined by their form and extent. This was also the case with the meltwater and most glacial lakes were influenced by them, both in form and size.

As meltwater developed, either as glacial lakes or as marginal streams, when the highest points emerged from the ice, the latter, even at this time ay below the firn limit. It was accordingly a relic, i. e. climatologically dead. During the whole time, however, there was a slow movement owing o different causes, and consequently a slow transport to the ice front always ook place.

Concerning the ice terminus, great stagnations occurred on several occasions, due to numerous causes. Three, or probably four of them were due o climatological fluctuations, i. e. periods of severe climate. Many others ppeared owing to terrain conditions. During the first two of these stagnation-phases, the ice front was still active, during the third partly active, partly passive, and during the last only passive. The outer drift-complexes herefore consist mostly of moraines, the third of both moraines and outwash-deltas, and the last almost exclusively of stratified drift. This development is partly due to decreasing movements, owing to decreasing thickness of the ice, and partly to increasing ablation.

In this abstract, some other problems may also be discussed, for instance, he gradient of the ice and the size of the recession and ablation.

Usually the gradient of ancient ice caps has been estimated by the sloping f marginal drainage features. As this is only possible with the aid of strictly marginal forms, and as only two of these have been observed in the area, uch an estimate does not seem feasible here.

It is, however, possible to define approximatively the gradient by means f the heights of different simultaneously formed glacial lakes. For this roblem the relation between such lakes and the ice margin is of importance ut it seems as if the heights of the former have been determined by the tter, especially at the points of damming. The vertical difference between wo simultaneously formed ice-lakes would accordingly also indicate the pproximate difference of the heights of the ice margin, i. e. the gradient.

Based on this discussion, it is possible to construct a diagram, showing he gradient of the ice and the position of the ice front during different ages of the deglaciation (fig. 29). From this diagram, the following con-usions have been drawn. At all stages the ice has had a somewhat steeper radient in the deeper southern valleys, a somewhat gentler one in the cen-al and northern parts. The average value is between 0,35—0,25 : 100. his is remarkable, but similar gradients have also been measured in Green-

land and computed approximately in North-America. A small flattening o
curred in connection with the continued downwasting. During the earlie
period (the first four stages), when the ice was still nearly uniform in tl
whole area, the gradient and front-position seem to have been the same
all regions. Later on, i. e. after a dissolution into different ice-tongues ha
occurred, almost all of them reacted in a different manner and therefo
reached different heights and fronts.

Concerning the recession, it is seen from the diagram, that during tl
period of dissolution, it was slower in the central valley systems, contra
to, for instance, that in the western valleys. That was also true of the thi
ning. This seems to be due to the fact, that during this time the central i
began to separate from the real ice cap and therefore dissolved more slowl
But it has also been due to decreasing calving in these narrow fiords whi
were sheltered by an archipelago.

The problem of the ablation can also be discussed on the basis of the sa
assumption as above. The vertical difference in height between an older a
a younger glacial lake must furthermore not only indicate the magnitu
of the lowering between these lakes but also how extensive the thinni
had been between these two periods, which are represented by the lak
referred to. In that manner some approximate ablation-curves have be
drawn (fig. 30). Unfortunately, however, no exact time-scale exists but on
a relative one, based on the successive younger glacial lakes (expressed
their gradients). A certain source of error is, accordingly, conceivable chron
logically, as it is not clear, how long a time has passed between differe
stages of the development. The principle of the ablation will be seen, ev
if the details are not always correct.

The most important feature of this diagram is the clear decrease or alm
total cessation of the ablation during some periods. That must be due to
very severe climate with consequent stagnations. That this probably was
is also indicated by the large terminal drift-complexes which were form
during these epochs.

The land elevation

As no eustatic movements seem to have occurred in the glacial lakes, o
the land elevation as evidenced in the tilted shore planes, need be discuss
As has been shown already, owing to the marine beaches in the area (v
Post 1938, 1947, 1952), the land elevation has not decreased gradually
to the present time. During several periods, discontinuities have appea
and the elevation has changed to probably short-timed submergences. Aft
wards, rapid elastic movements took place, which restored the elevation
intensities already passed. This development is seen in the shore diagra
as younger shore planes having a steeper gradient than older and high
ones, and sometimes the former also cross the latter in their innermost pa

I have termed these discontinuities phases of reversion. Four of th
can be discerned and as the development in the area possibly took pl
entirely in Gothiglacial time, they have been given the notation G^4—
Later on, such reversions have also occurred, these being called GF and
because the first appeared during the transition period between Gothi- a
Finiglacial time, the latter in older Finiglacial time (Gillberg 1952).

The land upheavel is best seen by a curve of its intensity (fig. 31, 32). In a co-ordinate system, the y-axis indicates the gradients of the tilted shore planes, i. e. the intensity, the x-axis the time, here expressed by the sequence of the glacial lakes, either with their successive heights or theirs successive gradients. From these curves, the following conclusions can be drawn. During the time of the oldest glacial lakes, the land elevation was great, but after each of the first two reversion-phases it has each time increased in intensity. Only then did it begin to decrease but has again, at least twice, been interrupted by reversions. The land elevation has accordingly begun very early, probably a long time before the development of the oldest glacial lakes, i. e. when the ice cap was still uniform. Only when the recession from the transition zone between the coastal plain and the highlands began, did the elevation reach its greatest intensity, i. e. during the beginning of the final dissolution of the ice cap.

As these reversion-phases occurred during the same periods as the great climatic stagnations, differences of the ice pressure may be the cause of these discontinuities. However, as these have apparently occurred in Postglacial time as well (Florin 1944, 1948), i. e. when the ice could not have played any important role, in the movement of the earthcrust, it seems probable that another explanation must be sought. Possibly recurrent pulsations of any kind in the interior of the earth have been the cause of both climatic and isostatic variations (von Post 1952).

The age of the deglaciation

Unfortunately there are no exact age determinations from the area. This ast chapter contains therefore only a discussion partly of the relatively ossible datings, partly of the relative division of the Lateglacial time in Vestern Sweden (fig. 33).

By varve counts the limit between the Gothi- and Finiglacial time has een determined to about 8200 B. C. The stagnation, which occurred imediately before this time, extended over about 700 years. Its lower limit ccordingly lies about 8900 B. C. Before this period, the Younger Dryas me, the Alleröd phase occurred. By C¹⁴-measurings the upper limit of is epoch has been determined to about 8920 ± 160 B. C. and its length 1 000 years at least. Accordingly, its lower limit, i. e. towards Older Dryas me, may lie at least at 10000 B. C.

As the oldest moraines of the Younger Dryas stagnation are situated imediately north of the area, the ice cap may have melted away from there ly about 100—200 years before, i. e. about 9000—9100 B. C. The drift-mplex of »Berghemsmoränen» was probably built up during Older Dryas me, the climate of which was more severe and therefore ought to have een characterized by a great stagnation. The recession between this comex and the moraines N of the area occurred accordingly during the Alleröd och. The southern drift-complex, »Göteborgsmoränen», must on the other nd be connected with Oldest Dryas time, which also was a period with verted climate. The epoch between this stagnation and the younger one is lled the Bölling period (Iversen 1942). During this time the recession beeen »Göteborgsmoränen» and »Berghemsmoränen» occurred. According to anish interpretations the Oldest Dryas time occurred in youngest Daniglacial time but this assumption is perhaps not clearly proved. In any case the outer drift-complexes (»Hallandsmoränen» and »Submarina moräner» may have been built up during Daniglacial time, i. e. at least 13000 B. C (by De Geer's chronology).

According to these calculations, the recession was probably about 40 m per year, the ablation about 5 cm per year, and each stage of the glacia lakes may, on an average, have lasted about 70—75 years. Furthermore, i is quite possible that the whole deglaciation in Western Sweden occurre much more slowly than in Eastern Sweden.

Litteraturförteckning

AJS = American Journal of Science, New Haven
BGA = Bulletin of the Geological Socièty of America, Washington
BGF = Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, Helsingfors
GA = Geografiska Annaler, Stockholm
GFF = Geologiska Föreningens Förhandlingar, Stockholm
JG = Journal of Geology, Chicago
SGU = Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm
ZG = Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin

Ahlmann, H. W:son, 1910: Studier öfver de medelsvenska ändmoränerna. — K. V. Arkiv för kemi etc. 3: 29, Stockholm.
— 1914: Strandzonens allmänna morfologiska utveckling med särskild hänsyn till i sjöar. — Ymer 34, Stockholm.
— 1935 a: The Fourteenth of July Glacier. — GA XVII.
— 1935 b: Kvartärgeologiska anteckningar till en exkursion genom Jylland. — GFF 5
— 1937: Vatnajökull in Relation to other present day Iceland Glaciers. — GA XI
— 1942: Diskussionsinlägg den 5/2 1942. — GFF 64.
— 1944: Nutidens Antarktis och istidens Skandinavien. — GFF 66.
— 1948: Glaciological Research on the North Atlantic Coasts. — The Royal Geogr. Soc Res. Ser. 1, London.
Anderson, E. C. — Levi, H. — Tauber, H., 1953: Copenhagen Natural Radiocarb Measurements, I. — Science 118, Washington.
Antevs, E., 1921: Senkvartära nivåförändringar i Norden. — GFF 43.
— 1928 a: The Last Glaciation. — Am. Geogr. Soc., Res. Ser. 17, New York.
— 1928 b: Shell Beds on the Skagerack. — GFF 50.
— 1953: Geochronology of the Deglacial and Neothermal Ages. — JG 61.
Asklund, B., 1935: Gästrikländska fornstrandlinjer och nivåförändringsproblemen. SGU, C 391.
— 1936: Den marina skalbärande faunan och de senglaciala nivåförändringarna m särskild hänsyn till den gotiglaciala avsmältningszonen i Halland. — SGU, C 39
Bergsten, K. E., 1943: Isälvsfält kring norra Vättern. — Med. Lunds Geogr. inst., Av 7, Lund.
Björnsson, S., 1940: Drag ur Stor-Sommens tidigare utveckling. — Svensk Geografi Årsbok 16, Lund.
Blomberg, A., 1883 a: Beskrifning till kartbladet Kungsbacka. — SGU, Ab 10.
— 1883 b: Beskrifning till kartbladet Nissafors. — SGU, Ab 6.
Blytt, A., 1881: Theorien om vekslende kontinentale og insulare Klimater anvendt p Norges stigning. — Norsk Vid.selsk., Forh. 4, Kristiania.
Bravais, A., 1842: Sur les lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark. — Voyag en Scandinavie, en Lapponie, au Spitzberg et aux Feröe, pendant les années 183 1839, 1840 sur la corvette la Recherche, Paris.
Brotzen, F., 1951: Bidrag till de svenska marina kvartäravlagringarnas stratigrafi. GFF 73.
Brown, T., 1930: Evidence of stagnation during deglaciation of the Nashua Valley. AJS 19.
— 1933: The Waning of the last ice sheet in Central Massachusetts. — BGA 42.
Caldenius, C., 1942: Gotiglaciala israndsstadier och jökelbäddar i Halland. — GFF
— 1944: Baltiska issjöns sänkning till Västerhavet. — GFF 66.

HARLESWORTH, J. K., 1928: The glacial retreat from Central and Southern Ireland. — Quart. Journ. Geol. Soc. 84, London.

LEVE-EULER, A., 1923: Försök till analys av Nordens senkvartära nivåförändringar jämte några konsekvenser. — GFF 45.

OOK, J. H., 1924: The disappearance of the last glacial ice sheet from Eastern New York. — New York State Museum Bulletin 451, Albany.

ALY, R. A., 1910: Pleistocene Glaciation and the Coral Reef Problem. — AJS 30.

- 1915: The Glacial Control Theory of Coral Reefs. — Proc. Am. Acad. Arts and Sc. LI, Boston.

- 1925: Pleistocene Changes of Level. — AJS 10.

- 1934: The Changing World of the Ice Age. — New Haven.

E GEER, G., 1888: Om Skandinaviens nivaförändringar under qvartärperioden. — GFF 10.

- 1896: Ändmoräner vid Venerns östligaste bukt. — GFF 18.

- 1917: Om de finiglaciala gränsmoränerna och motsvarande klimatväxlingar. — GFF 39.

- 1940: Geochronologia Suecica Principles. — K. V. A. Handl. 18: 6, Stockholm.

EMOREST, M., 1943: Ice sheets. — BGA 54.

ON ENGELN, O. D., 1911: Phenomena associated with Glacier Drainage and Wastage, with especial Reference to Observations in the Yakutat Bay Region, Alaska. — ZG VI.

LINT, R. F., 1928: Pleistocene Terraces of the Lower Connecticut Valley. — BGA 39.

- 1929: The stagnation and dissipation of the last ice sheet. — The Geographical Review 19, New York.

- 1930 a: The origin of the Irish »Eskers». — The Geographical Review 20, New York.

- 1930 b: The glacial geology of Connecticut. — Connecticut Geol. and Nat. Hist. Survey, Bull. 47, New Haven.

- 1933: Late-Pleistocene Sequence in the Connecticut Valley. — BGA 44.

- 1935: Glacial Features of the southern Okanogan region. — BGA 46.

- 1936: Stratified Drift and Deglaciation of Eastern Washington. — BGA 47.

- 1942: Glacier thinning inferred from geologic data. — AJS 240.

- 1947: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. — New York.

ORIN, S., 1944: Havsstrandens förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. — GFF 66.

1948: Kustförskjutningen och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. — GFF 70.

IES, J. O., 1866: Några ord till upplysning om bladet »Wårgårda». — SGU, Aa 20.

1867: Några ord till upplysning om bladet »Sämsholm». — SGU, Aa 25.

1870: Några ord till upplysning om bladet »Wiskafors». — SGU, Aa 41.

ÖDIN, G., 1913: Bidrag till västra Jämtlands senglaciala geologi. — SGU, C 246.

1914: Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland. — SGU, C 253.

1915: Några bidrag till frågan om det afsmältande istäckets ytlutning. — GFF 37.

1916: Über einige spätglazialen Kalbungsbuchten und fluvioglaziale Estuarien im mittleren Schweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala XIX, Uppsala.

1925: Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. — BGU XIX.

ÖDIN, J., 1914: Geografiska studier i Stora Lule älvs källområde. — SGU, C 257.

LLER, M. L., 1904: Ice-retreat in glacial lake Neponset and in Southeastern Massachusetts. — JG 12.

VELIN, A., 1910: De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. — SGU, Ca 7.

LBERT, G. K., 1885 a: The Topographic Features of Lake Shores. — U. S. Geol. Survey, Fifth Ann. Rep., Washington.

1885 b: Postglacial changes of level in the basin of Lake Ontario. — Science 6, Washington.

1890: Lake Bonneville. — U. S. Geol. Survey, Monographs I, Washington.

LLBERG, G., 1945: Issjöar och isavsmältning i Frisjödalen och närbelägna trakter i sydvästra Västergötland. — GFF 67.

1948: Den glaciala premarina utvecklingen inom den senkvartära Viskafjordens sidodalar. — GFF 70.

1951: Åsunden. — Natur i Västergötland, Stockholm.

1952: Marina gränsen i västra Sverige. — GFF 74.

1955: Glacialerosion och moränackumulation inom Sydsvenska höglandets västra randzon. — GFF 77.

1956: Sista avsmältningstidens ackumulationsformer inom Sydsvenska höglandets västra randzon. — GFF 78.

Godwin, H., 1951: Comments on radiocarbon dating for samples from the British Isl — AJS 249.

Goldthwait, J. W., 1908: A reconstruction of water planes of the extinct glacial lak in the Lake Michigan Basin. — JG 16.

— 1938: The uncovering of New Hampshire by the last ice sheet. — AJS 36.

Gustafsson, J. P., 1904: Om stranden vid några småländska insjöar. — GFF 26.

Halden, B. E., 1936: Isavsmältning och strandförskjutningar i Siljansdalen. — GFF

Hedström, H., 1901: Om ändmoräner och strandlinjer i trakten af Vaberget. — GFF

Holmsen, G., 1915: Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. — Norges Geol. Unders. Kristiania.

— 1918: Forskyvninger i snelinjens høide under avsmeltningsperioden. — Norsk Ge Tidskr. 4, Kristiania.

Holst, N. O., 1899: Bidrag till kännedomen om Östersjöns och Bottniska vikens po glaciala geologi. — SGU, C 180.

Hoppe, G., 1952: Några glacifluviala erosionsrännor på Sydsvenska höglandet. — GFF

Högbom, A. G., 1910: De centraljämtska issjöarna. — SGU, Ca 7.

Högbom, B., 1914: Über die geologische Bedeutung des Frostes. — Bull. Geol. In Univ. of Upsala 12, Uppsala.

Hörner, N., 1927: Brattforsheden. Ett värmländskt randdeltekomplex och dess dyn — SGU, C 342.

Iversen, J., 1942: En pollenanalytisk Tidsfæstelse af Ferskvandslagene ved Nørre Ly by. — Dansk Geol. For. 10, Köpenhamn.

— 1953: Radiocarbon dating of the Alleröd period. — Science 118, Washington.

Jamieson, T. F., 1865: On the History of the Last Geological Changes in Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc. XXI, London.

Karlsson, V., 1870: Några ord till upplysning om bladet »Svenljunga». — SGU, Aa

von Klebelsberg, R., 1939: Die Zusammensetzung der Talgletscher. — ZG XX

Koch, J. P.—Wegener, A., 1912: Die glaciologischen Beobachtungen der Danma Expedition. — Medd. om Grønland XLVI, Köpenhamn.

Leverett, F.—Taylor, F. B., 1915: The pleistocene of Indiana and Michigan and history of the Great Lakes. — U. S. Geol. Survey, Monographs 53, Washington.

Lidén, R., 1913: Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanla — SGU, Ca 9.

Lindekrantz, G., 1944: Submarina ändmoränstråk. — GFF 66.

Lindström, A., 1883: Beskrifning till kartbladet Borås. — SGU, Ab 7.

Lobeck, A. K., 1939: Geomorphology. — New York.

Logan, R. F., 1945: Glacial border drainage and lobe-edge embankment. — AJS 2

Lougee, R. J., 1953: A chronology of postglacial time in Eastern North America. Sci. Monthly 76, Washington.

Lundqvist, G., 1933: Bergslagens marina gräns. — GFF 55.

— 1935: Isavsmältningen inom Bergslagen. — GFF 57.

— 1944: De svenska fjällens natur. — Stockholm.

Maclaren, C., 1842: The glacial theory of Professor Agassiz. — AJS 42.

Mannerfelt, C., 1938: Das Hervorschmelzen des Städjan-Berges aus dem absterben Inlandeis. — GFF 60.

— 1940: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. — Norsk Geogr. Tidskr. 8, O

— 1945: Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsis avsmältningsmekanik i svensk och norsk fjällterräng. — GA XXVII.

— 1949: Marginal drainage channels as indicators of the gradients of quaternary caps. — GA XXXI.

Meinardus, W., 1934: Die Ergebnisse der Eisdickenmessungen auf der Deutschen Gr land-Expedition Alfred Wegener. — Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlin.

Munthe, H., 1910: Studies in the Late-Quaternary History of Southern Sweden. GFF 32.

— 1940: Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenålderbeb gelse. — K. V. A. Handl. III: 19: 1, Stockholm.

Nansen, F., 1890: På skidor genom Grönland. — Stockholm.

— 1922: The Strandflat and Isostasy. — Kristiania.

Nelson, H., 1910: Om randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. — S C 220.

Nilsson, E., 1937: Bidrag till Vätterns och Bolmens senkvartära historia. — GFF

— 1939: Huvuddragen av Vättertraktens geografiska utveckling under senkvartär — Mäster Gudmunds Årsbok, Jönköping.

ILSSON, E., 1942: Gotiglaciala issjöar i södra Sverige. — GFF 64.

— 1953: Om södra Sveriges senkvartära historia. — GFF 75.

ENCK, A., 1882: Schwankungen des Meeresspiegels. — Jahrb. Geogr. Ges. zu München VII, München.

— 1922: Glaziale Krustenbewegungen. — Sitz. ber. Preuss. Akad. Wissensch. 24, Berlin.

ON POST, L., 1938: Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. — GFF 60.

— 1943: Viskadalen. Jökelbädd-Havsfjord-Bondebygd. — Göteborg.

— 1947: Hallands marina fornstränder. α och ω vid Nordens senkvartära nivåförändringar. — GFF 69.

— 1948: Övre Klarälvens fornfjord. — GFF 70.

— 1952: New aspects on the Late-Quaternary displacements of Swedish Sea Shore. — XVIII Intern. Geol. Congr. XIII: 93, London.

AMSAY, W., 1924: On relations between crustal movements and variation of sealevel during the Late Quaternary Time especially in Fennoscandia. — BGF 66.

EKSTAD, J., 1915: Om strandlinjer og strandlinjedannelse. — Norsk Geol. Tidskr. 3, Kristiania.

EUSCH, H., 1917: Nogen bemerkninger i anledning av seterne i Østerdalen. — Norges Geol. Unders. 17. Kristiania.

ICE, H. M. A., 1936: Glacial phenomena near Cran brook, British Colombia. — JG 44.

ICH, J. L., 1908: Marginal glacial drainage features in the Finger Lake Region. — JG 16.

ANDEGREN, R., 1918: Om issjöar och issjöavlopp i trakten nordost om Borås. — GFF 40.

ANTESSON, G., 1931: Paulinaneroiden och dess användning för höjdmätningsändamål. — GFF 53.

ARS, M., 1865: Om de i Norge forekommende fossile Dyrlevninger fra Quartærperioden. — Kristiania.

AURAMO, M., 1918: Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. — BGF 50.

— 1923: Studies on the quaternary varve sediments in Southern Finland. — BGF 60.

— 1926: Den senglaciala kronologien i Sverige och Finland. — GFF 48.

— 1937: Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland. — Soc. Sc. Fennica IX: 10, Helsingfors.

— 1942: Kvartärgeologiska studier i östra Fennoskandia. — GFF 64.

— 1944: Landhöjningens mekanism. — GFF 66.

— 1945: The mode of the land upheavel in Fennoskandia during Late-Quaternary Time. — BGF 125.

— 1947: Senglaciala nivåförändringar i Fennoskandia. — GFF 69.

— 1949: Das dritte Scharnier der fennoskandischen Landhebung. — Soc. Sc. Fennica XXVII: 4, Helsingfors.

HIØTZ, O. E., 1894: Nogle Bemerkninger om Dannelsen af Strandlinier i fast Fjeld. — Norges Videns. Forh., Kristiania.

ÖGREN, O., 1909: Geografiska och glacialgeologiska studier vid Torneträsk. — SGU, C 219.

EDMARK, E., 1893: Beskrifning till kartbladet Varberg. — SGU, Ab 13.

ANNER, V., 1915: Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar III. — BGF 38.

1928: The problems of an esker I. Kollaz'jokk'gaecce in Petsamo, Lapland. — Fennia 50, Helsingfors.

1930: Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar IV. — BGF 88.

1934: The problems of the eskers IV. The glacio-fluvial formations of the Rasse muetke valleys, Petsamo, Lapland. — Fennia 58, Helsingfors.

ARR, R. S., 1908: Some phenomena of the glacier margins in the Yakutat Bay Region, Alaska. — ZG III.

1909: The Yakutat Bay Region, Alaska. — U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 64, Washington.

ORARINSSON, S., 1937: Preliminary account of the oscillations of the Hoffellsjökull. — GA XIX.

1939: The ice-dammed lakes of Iceland with particular reference to their values as indicators of glacier oscillations. — GA XXI.

LOR, A., 1868: Cause of great changes in the sea-level during the Glacial Period. — — Geol. Mag. 5, London.

HAM, W., 1884: Lake Agassiz: a chapter in glacial geology. — Minnesota Geol. Survey, Ann. Rep. 11, St Paul.

WATERS, A. C., 1933: Terraces and coulees along the Columbia River near Lake Chel Washington. — BGA 44.
WENNBERG, G., 1949: Differentialrörelser i inlandsisen. Sista istiden i Danmark, Sk och Östersjön. — Med. Lunds Univ. Geol.-min. inst. 114, Lund.
WHITE, G., 1932: An area of glacial stagnation in Ohio. — JG 40.
VISSER, P. C., 1928: Von den Gletschern am obersten Indus. — ZG XVI.
VOGT, T., 1918: Om recente og gamle Strandlinier i fast Fjeld. — Norsk Geol. Tidskr Kristiania.
WOLDSTEDT, P., 1938: Über Vorstoss- und Rückzugsfronten des Inlandeises in No deutschland. — Geol. Rundschau 29, Berlin.
— 1939: Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. — Jahrb. Preu Geol. Landesanst. 58, Berlin.
ÅKERLUND, G., 1934: Ur Sylarnas skapelsehistoria. — S. T. F. årsskr., Stockholm.

Some Experiments on the Interaction between Feldspars and Salt Solutions

A Preliminary Note

By

Lars-Henrik Andersson and Bengt Lindqvist

A great many experiments concerning the dissolution of feldspars in water of different acidities have previously been performed (e. g. Correns, 1939 and Tamm, 1934). In the following a brief report will be given of experiments with solutions of certain pH-values and containing varying amounts of different alkali halides. The minerals used were microcline, albite and petalite.

In a number of polythene bottles 2 g. of the powdered mineral was added to 100 ml. of the alkali halide solution. In all experiments with a certain mineral the samples were taken from the same powdered and arefully mixed specimen. The bottles were shaken twice a day and after ertain time intervals 2 ml. were withdrawn and analysed for the silica ontent. This was determined by a spectrophotometric method acording to Mullin and Riley (1955). All solutions were prepared from istilled water saturated with carbon dioxide (pH about 6). With mirocline we also used solutions having approx. pH-values of 3 (0.001-M HCl), 7 (CO_2-free water) and 10 (approx. 0.0002-M NaOH) and also uffered solutions (pH = 4,6; NaAc-HAc) containing KCl and LiCl n different proportions.

Some of the results are illustrated in fig. 1—4. It will be seen that he amount of dissolved silica decreases as the radius of the cation creases. A greater alkali halide concentration gives a more accenated effect. The relative effects of the different cations are still aintained in both acid and alkaline solutions. Additional data indite the formation of some kind of protective layer around the parles (compare Correns 1939). Albite behaves in the same way as icrocline but in the case of petalite, even the lithium chloride soluon, as compared to pure water, seems to retard the dissolution of ica. The mixed salt solutions give rise to a curve, the form of which ght be explained as a result of selective adsorption of the two cations.

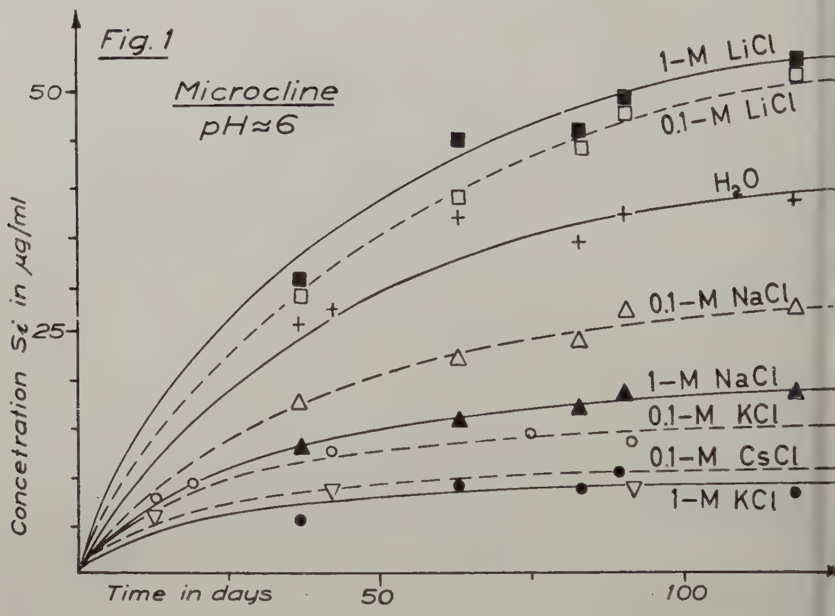


Fig. 1
Microcline
pH≈6
1-M LiCl
0.1-M LiCl
H₂O
0.1-M NaCl
1-M NaCl
0.1-M KCl
0.1-M CsCl
1-M KCl
Concetration Si in μg/ml
50
25
Time in days
50
100

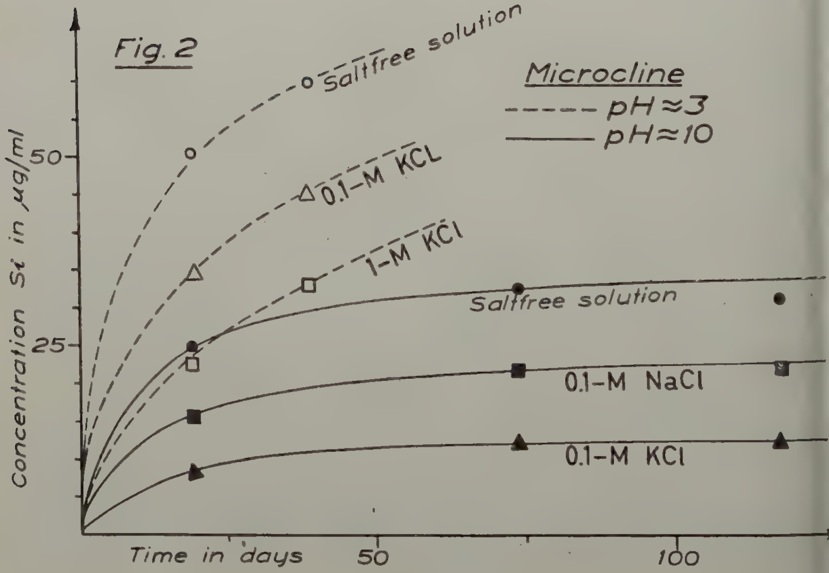


Fig. 2
Microcline
pH≈3
pH≈10
Saltfree solution
0.1-M KCL
1-M KCl
Saltfree solution
0.1-M NaCl
0.1-M KCl
Concentration Si in μg/ml
50
25
Time in days
50
100

Fig. 3

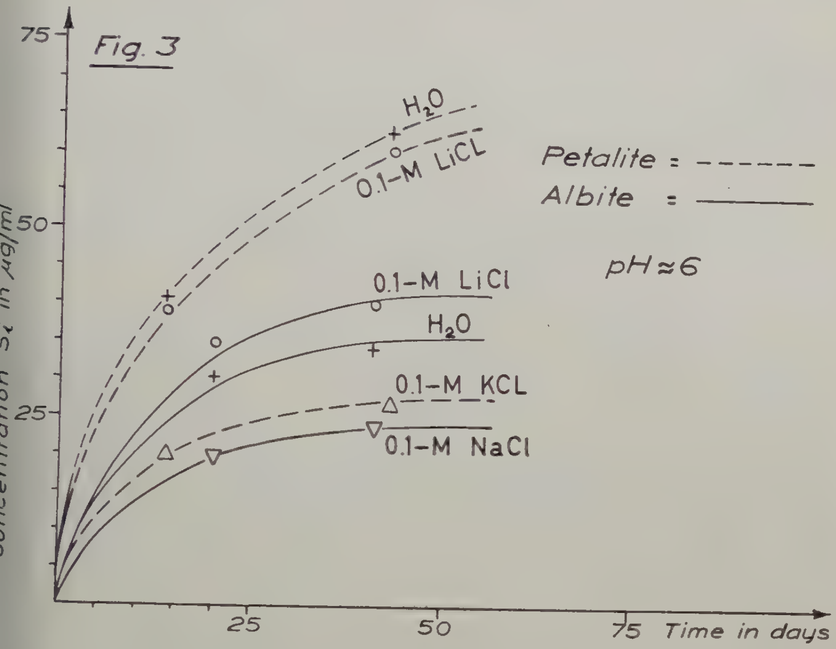
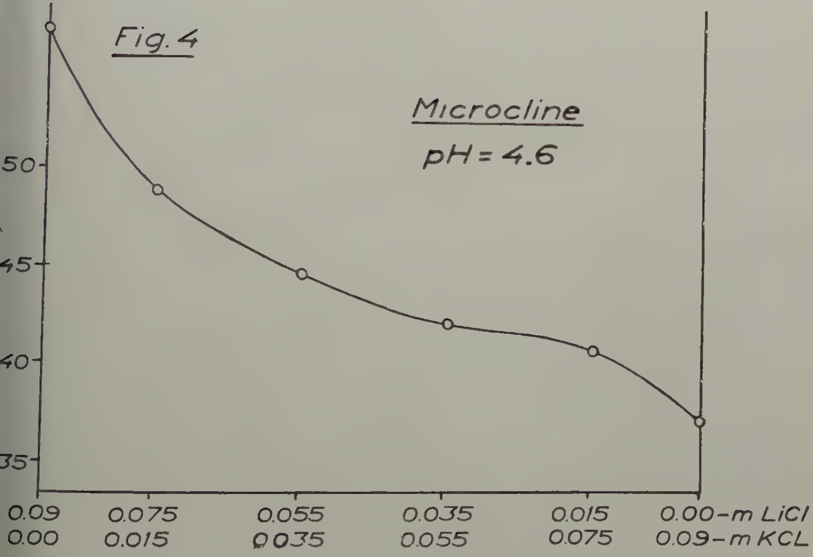

75
50
25
25
50
75
Time in days
H₂O
0.1-M LiCL
Petalite = ------
Albite = ———
pH ≈ 6
0.1-M LiCl
H₂O
0.1-M KCL
0.1-M NaCl

Fig. 4


Microcline
pH = 4.6
50
45
40
35
0.09
0.00
0.075
0.015
0.055
0.035
0.035
0.055
0.015
0.075
0.00-m LiCl
0.09-m KCL

It is very difficult to give a satisfactory explanation of these resu without more elaborate experiments. However, it seems probable th the effects must be intimately connected with adsorption and oth surface reactions.

The experiments will be continued along the lines sketched.

Our thanks are due to Prof. E. Norin and Dr. F. Nydahl for th facilities put at our disposal and to Dr. I. Lindqvist for valuable di cussions.

Uppsala, Institute of Chemistry and Mineralogical-geological I stitute.

References

Correns, C. W. and v. Engelhardt, W. (1939), Chem. Erde, *12*, 1.
Mullin, J. B. and Riley, J. P. (1955), Anal. Chim. Acta, *12*, 162.
Tamm, O. (1934), Arkiv Kemi Min. Geol., *11 A*, No. 14.

Aufbau und Sedimentationsrhythmen der Kågerödformation in der Bohrung Klappe im nordwestlichen Schonen

Von

Erhard Köster

INHALT

Seite
Profil und Aufbau 465
Sedimentologie 469
  Konglomerate 469
  Sandsteine und Arkosen 470
  Tone 479
Schichtserien 484
Sedimentationsrhythmen 487
Erklärungsversuch 494
Zusammenfassung 501
Literatur 502

Die Sedimente der Kågerödformation im nordwestlichen Schonen sind aus einer Anzahl von Aufschlüssen und aus ca 80 Bohrungen bekannt. Die Lage des Bohrpunktes Klappe und die mutmassliche Ausbreitung der Formation in Nordwestschonen ist aus der Übersichtskarte Fig. 1 ersichtlich. Die Grösse dieses Gebietes beträgt ca 600 qkm. Das Hangende in diesem Abschnitt besteht aus Quartär oder Rhät, das Liegende aus Kambrosilur oder Archaikum. Das liegende Kambrosilur erstreckt sich über das Gebiet, das durch Öresund, Kullaberg, Söderåsen, Romeleåsen begrenzt wird, das liegende Archaikum über das Gebiet Ängelholmbecken, Ringsjöbecken (Troedsson 1942, S. 296).

Die Ausbreitung der Formation beschränkt sich nicht auf Nordwestschonen, sondern dehnt sich auch auf das mittlere und südwestche Schonen aus. Im mittleren Teil Schonens sind Sedimente der Kågerödformation u. a. festgestellt worden durch Bohrungen bei und, im südwestlichen Teil durch Bohrungen bei Höllviken. In der tzten Bohrung hat das Sediment eine Mächtigkeit von 159 m und ird dem oberen Teil des oberen Keupers zugeteilt (Brotzen).

Die grösste Mächtigkeit von Kågerödsediment wurde bisher festgestellt in den Bohrungen von Höganäs mit 136 m, Bjuv mit 182 m Troedsson 1934, S. 6) und Klappe mit 271 m (Troedsson 1951, S. 44).

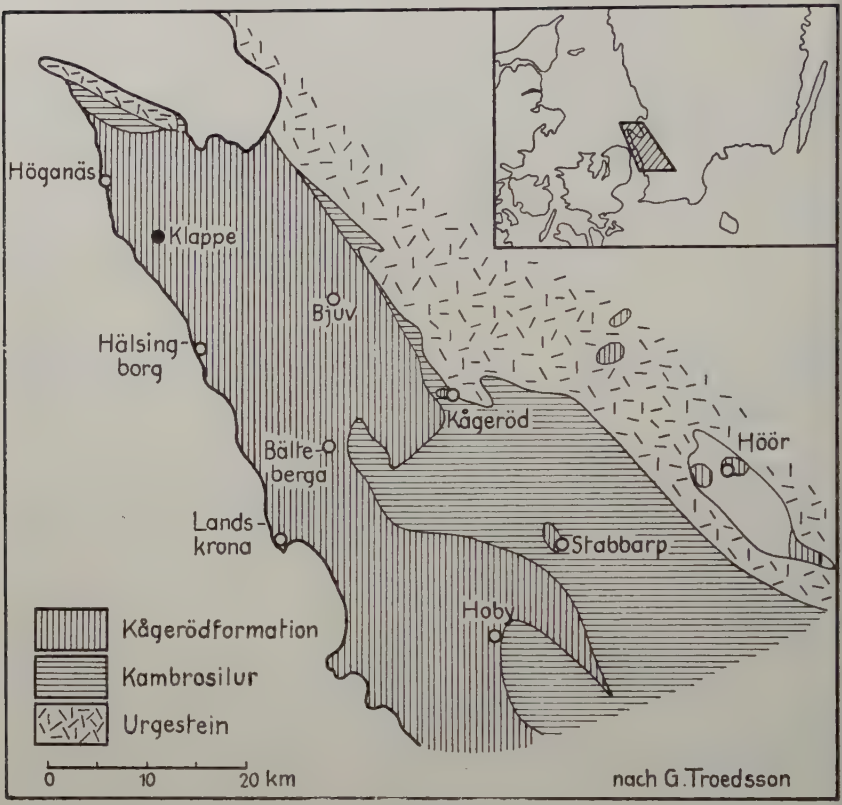


Fig. 1. Übersichtskarte.
Die der Kågerödformation aufliegenden Sedimente sind abgedeckt.
För publicering godkänd i rikets allmänna kartverk den 10 april 1956.

Vollständig durchteuft wurde die Formation u. a. in der Bohrung Bälteberga mit 80 m, von der jedoch die oberen Partien fehlen, Haberga mit 37 m (Troedsson 1934, S. 6), Nya Vilhelmsfält mit 5 m, Skromberga mit 79 m, Hörby mit 38 m (Troedsson 1951), Ekeby mit 40 m (Erdmann, S. 38). Eine Übersicht über die vor 1942 durchgeführten Bohrungen im Kågerödsediment bringt Troedsson (1942, S. 302, 303). Da die meisten Bohrungen in diesem Gebiet aus wirtschaftlichen Gründen erfolgten und unter der Höganäs-Serie Nordwestschonens keine Bodenschätze erwartet werden, wurden sie in der Regel vor Durchteufung der Kågerödformation abgebrochen.

Das Sediment besteht aus Konglomeraten, Arkosen, Sandsteinen und Tonen von geringer Sortierung, wechselnder Verkittung und wechselnder Härte. Es wird allgemein angenommen, dass es in Nordwestschonen kontinental unter Einwirkung eines semi-ariden, ariden oder extrem ariden Klimas aus Verwitterungsresten des nahe anstehenden älteren Untergrundes abgelagert ist. Im westlichen Abschnitt — dem jetzigen Küstengebiet — dominiert der Ton, im nordöstlichen Teil des Gebietes herrschen Sande vor (Troedsson 1934, S. 7).

Profil und Aufbau der Bohrung Klappe

Die Bohrung Klappe wurde im Jahre 1919 im Auftrage von Höganäs AB durchgeführt, kontrolliert von Professor K. A. Grönwall unter Mitarbeit von Amanuens, jetzigem Staatsgeologen Dr. G. Ekström, der das Protokoll führte. Diesem Protokoll liegen die in dieser Arbeit aufgeführten Profilangaben, insbesondere die Mächtigkeiten der Schichten, die Fallwinkel und die petrographischen Bestimmungen zu Grunde. Sie wurden jedoch an den Entnahmestellen der granulometrisch untersuchten Proben und in verschiedenen Schichtserien ergänzt.

Die in Klappe erbohrte Kågerödformation liegt zwischen 246,76 m und 517,81 m Tiefe. Das Hangende besteht aus Sedimenten der Vallåkra-Serie. Das Liegende wurde nicht erreicht, weil die Bohrung vor vollständiger Durchteufung abgebrochen wurde. Das Sediment besteht auch in dieser Bohrung aus Konglomeraten, Arkosen, Sandsteinen und Tonen von wechselndem Kalkgehalt und wechselnder Härte. Grobe Sortierung schliesst eine scharfe Trennung zwischen Konglomeraten, Sandsteinen und Tonen aus, sodass Übergänge vorhanden sind.

Der Wechsel der Ablagerungen erfolgt im mittleren Abschnitt in kurzen, im oberen und im unteren Teil in grösseren Perioden (Fig. 2, Profil). Troedsson (1942, S. 306) trennt eine obere Tonserie mit 29,64 m von einer unteren Sandstein- und Arkose-Serie mit 241,41 m Mächtigkeit. Er stellt weiter fest, dass sich das Profil ähnlich wie in der Bohrung Bjuv in mehreren Zyklen von 35—40 m Mächtigkeit wiederholt (1942, S. 307). Diese Abschnitte sind in der nachfolgenden Untersuchung aus Gründen der Übersichtlichkeit beibehalten, bzw. verfeinert worden. Ein Versuch zu einer Einteilung nach Zyklen wird am Schluss dieser Arbeit vorgenommen.

Die erbohrte Strecke enthält:

Konglomerate	mit	9,9	m	= 4 %
Sandsteine und Arkosen	»	200,7	»	= 74 %
Tone	»	60,4	»	= 22 %

Diese Aufteilung wurde durchgeführt auf Grund der Angaben des Bohrprotokolls (Ekström) unter Berücksichtigung der Untersuchung

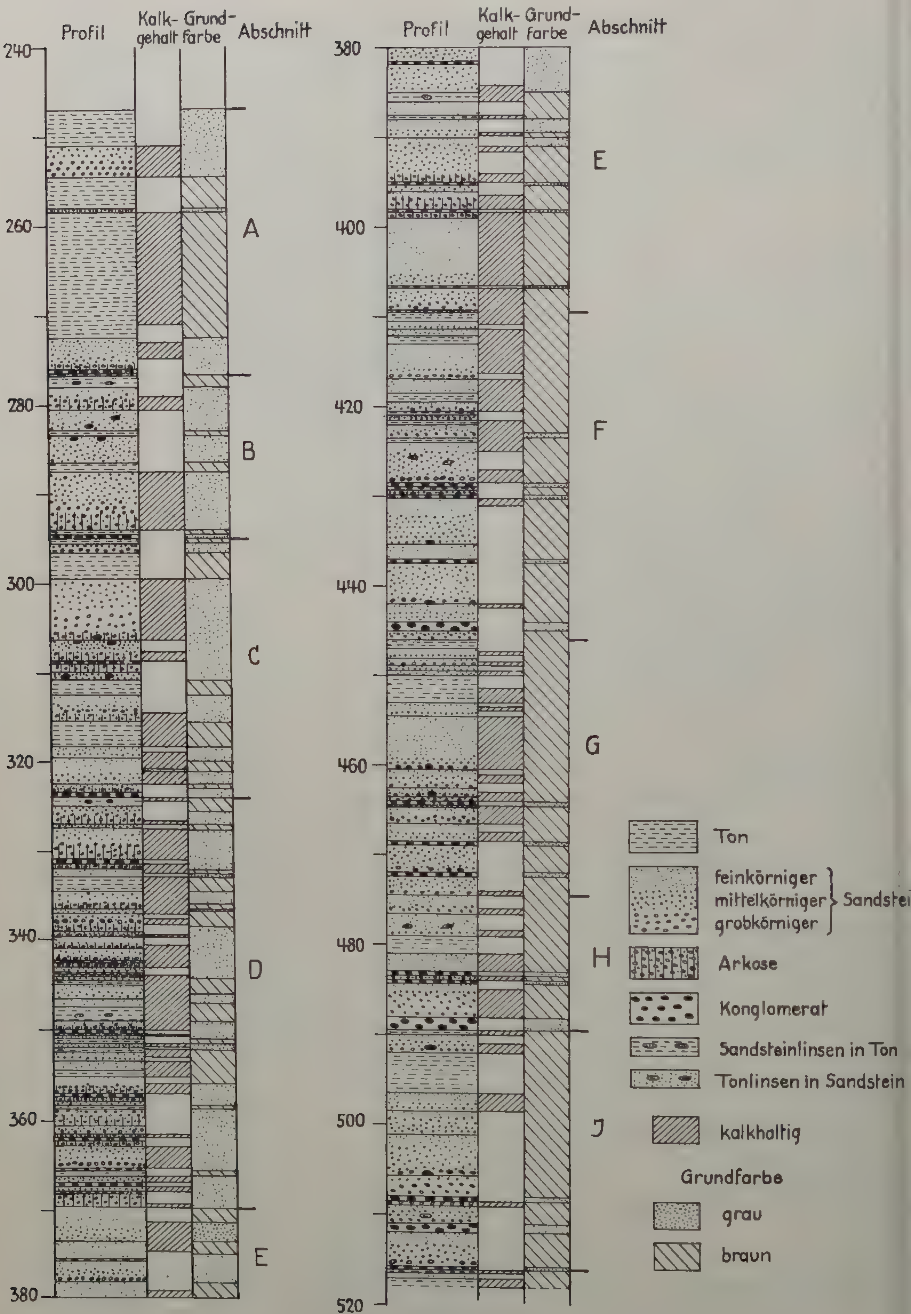


Fig. 2. Profil, Kalkhorizonte und Grundfarben.

der oberen 80 m des Profils (Hadding III, S. 201) und der granulometrischen Untersuchungen des Verfassers.

Es entfallen in % auf je 25 m:

von — bis	Konglomerate	Arkosen u. Sandsteine	Tone
246,76—275,00 m	—	18,8	81,1
275,00—300,00	1,4	74,0	24,5
300,00—325,00	0,8	73,8	25,5
325,00—350,00	1,4	81.9	16,7
350,00—375,00	8,2	79,8	12,0
375,00—400,00	2,3	89,9	7,8
400,00—425,00	0,4	83,3	15,8
425,00—450,00	6,8	88,8	4,4
450,00—475,00	2,9	84,6	12,4
475,00—500,00	8,9	63,7	27,4
500,00—517,81	8,9	86,2	4,9

Die Tabelle zeigt, dass die Tone bis zur Tiefe von 275 m mit über 3/4 den grössten Anteil an den Sedimenten haben. Bis 325 m betragen sie 1/4, unter 325 m 1/5 bis 1/8 mit Ausnahme der Abteilungen zwischen 425—450 m und zwischen 500—517 m, wo der Anteil nur 1/20 beträgt. Umgekehrt dazu verhalten sich die grobklastischen Bestandteile. Die Verteilung ist im Diagramm a von Fig. 3 dargestellt.

Die Verfeinerung der Abschnitte ist in der nachfolgenden Tabelle durchgeführt. Sie beginnen in der unteren Schicht jeweils mit einem oder mehreren grobklastischen Horizonten.

Abschnitt	Tiefe von — bis	Meter	Konglomerate in %	Arkosen u. Sandsteine in %	Tone in %
A	246,76—276,40 m	29,64	1	22	77
B	276,40—294,10	17,70	1	89	10
C	294,10—323,70	29,60	1	67	32
D	323,70—369,79	46,09	5	77	18
E	369,79—409,84	40,05	2	93	5
F	409,84—446,10	36,26	2	86	12
G	446,10—474,70	28,60	3	83	14
H	474,70—489,55	14,85	15	74	11
I	489,55—516,08	26,53	6	75	19
K	516,08—517,81	1,73	—	50	50

Diese Aufteilung ist im Diagramm b von Figur 3 dargestellt. Abschnitt C zeigt einen starken Tonanteil gegenüber B. Der Anteil in E ist besonders gering. Die Kurven von Ton und Sandstein sind ausgeglichener als in der willkürlichen Aufteilung nach Abständen von 25 m. Der untere Abschnitt K ist im Diagramm fortgelassen, weil es sich hier um einen angeschnittenen Zyklus handelt.

Kalkgehalt ist im gesamten Bohrkern festgestellt worden. Seine Vereilung ist aus Fig. 2 (Profil) ersichtlich. Die Verteilung der Mächtigkeit

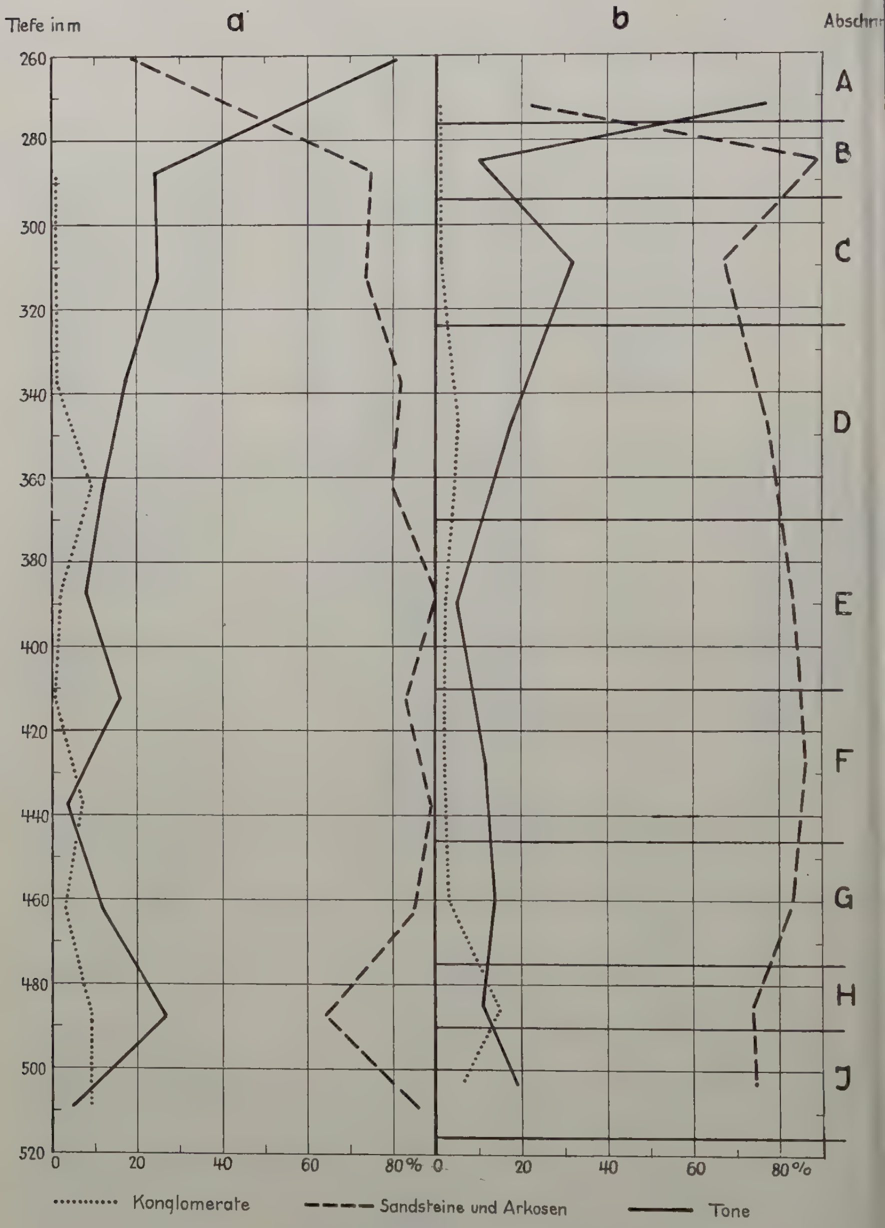


Fig. 3. Verteilung der Sedimente
a) in Abständen von 25 m
b) in den Abschnitten A—I.

des kalkhaltigen Gesteins in %, berechnet für je 25 m Bohrkern, zeigt die nachfolgende Tabelle:

Tiefe von — bis	in Sandsteinen u. Arkosen	in Tonen
246,76—275,00 m	15,0 %	49,0 %
275,00—300,00	13,6	—
300,00—325,00	13,2	16,3
325,00—350,00	20,2	16,7
350,00—375,00	16,5	7,0
375,00—400,00	25,0	5,9
400,00—425,00	66,8	10,8
425,00—450,00	11,0	—
450,00—475,00	41,6	7,4
475,00—500,00	30,6	2,3
500,00—517,81	2,3	4,9

Sedimentologie

Die Separierung erfolgte nach Auflösung des Gesteins in den Korngrössen über 0,06 mm durch Siebung, in den Korngrössen unter 0,06 mm durch Schlämmung.

Magnetite waren in den untersuchten Proben nicht vorhanden. Kaolin kommt laut Bohrprotokoll in vielen Schichtserien vor. Eine von Dozent P. Ljunggren durchgeführte Untersuchung nach der Röntgen-Pulvermethode ergab bei der Probe 61 (< 0,06 mm) Kaolinit und Quarz. Da die übrigen Proben nach dieser Methode nicht untersucht werden konnten, wurde bei begründetem Verdacht auf Kaolinit die Bezeichnung »kaolinartiges Bindemittel» angewandt.

Konglomerate

Die in der nachfolgenden Tabelle aufgeführten petrographischen Bestimmungen sind dem Bohrprotokoll entnommen.

Es sind Konglomerate vorhanden:

Abschnitt		
A (30 m mächtig)	mit 0,18 m in 1 Horizont:	Pegmatit, kambrischer Sandstein, Gneis
B (18 » »)	» 0,20 » » 1 » :	kambrischer Sandstein
C (30 » »)	» 0,26 » » 3 Horizonten:	kambrischer Sandstein, Feldspat, Quarz
D (46 » »)	» 2,40 » » 9 » :	Urgestein, kambrischer Sandstein, Grünstein, Schiefer, kalzedonartiger Jaspis,[1] Feldspat, Quarz, Keuper-Kalkkonkretionen, Gneis
E (40 » »)	» 0,66 » » 4 » :	Gneis, kambrischer Sandstein, Feldspat, Quarz, Urgestein, Keupergestein
F (36 » »)	» 1,70 » » 4 » :	kambrischer Sandstein, Urgestein, Grünstein, Keuper

---

[1] Bei Ottarp und Sireköpinge wurde in der Kågerödformation im konglomeratischen Sandstein ebenfalls kalzedonartiger Jaspis gefunden (Nathorst, S. 167; Erdmann, S. 31).

Abschnitt
G (29 m mächtig) mit 0,51 m in 4 Horizonten: Urgestein, kambrischer Sandstein, Keuper, Gneis
H (15 » ») » 2,47 » » 5 » : Kristallsandstein, Grünstein, Urgestein, kambrischer Sandstein, Keupergestein
I (27 » ») » 1,61 » » 5 » : kambrischer Sandstein, Keupergestein, Diabas, Urgestein, Grünstein, Kristallsandstein

Die meisten Konglomeratschichten befinden sich im Abschnitt D. Die Anzahl dieser Horizonte verringert sich nach oben mehr als nach unten. Die Gesteine zeigen Verwitterungsspuren in Form von schwarzen, glänzenden Überzügen und zum Teil dunklen, körnigen Oberflächen. Plattige Stücke haben je eine dunkle und eine helle Fläche. Die grösseren Stücke sind gerundet, die kleineren wenig oder garnicht. Die granulometrische Untersuchung konnte auf drei Horizonte beschränkt werden, weil die wechselnden Korngrössen keine Schlüsse auf systematische Veränderung erlauben, wie später nachgewiesen wird.

Abschnitt D 323,70—369,79 m

Probe 51 in Tiefe von 331,30 m besteht aus Gneis, kambrischem Sandstein, Quarz und Feldspat mit kaolinartigem Bindemittel. Das Diagramm zeigt, der Entnahmestelle der Probe in der Übergangszone zur aufliegenden Arkose entsprechend, einen gleichmässigen Verlauf der Korngrössenkurve. Ihr Kulminationspunkt liegt zwischen 0,49—0,25 mm Korngrösse.

Probe 58 in Tiefe von 350,10 m besteht aus Gneis, kambrischem Sandstein, Schiefer, Quarz und Feldspat mit kalkhaltigem Bindemittel. Der Verlauf der Korngrössenkurve ist unregelmässig und kennzeichnet den Charakter als Konglomerat. Der Anteil an Material unter 0,06 mm ist gering.

Abschnitt H 474,70—489,55 m

Probe 83 in Tiefe von 488,10 m besteht aus Gneis, kambrischem Sandstein, Grünstein, Quarz und Feldspat mit kalkhaltigem Bindemittel. Der Verlauf der Korngrössenkurve ist unregelmässig. Der Anteil an Material unter 0,06 mm ist gering.

(Fig. 4, Diagramm Pr. 51, 58, 83)

Sandsteine und Arkosen

Die Farben der Sandsteine sind weiss, grau, grünlichgrau mit braunen Flecken, graublau, grünlich, rotbraun, braun und dunkelbraun. Weisse, graue und grünliche Farben kommen vorwiegend in den oberen Partien vor, in den mittleren und unteren dominieren bräunliche Tönungen (Fig. 2, Profil).

Die in grösseren Stücken vorkommenden Gesteinsarten zeigen vielfach die gleichen Verwitterungsspuren, wie sie bei den Konglomeraten festgestellt wurden. Diabas-oder Grünsteinbeimengungen treten erst in kleinen Korngrössen auf, wie auch die Konglomerate von Bälteberga und Hoby nur stark verwitterte Diabase enthalten (Hadding II, S. 98, 100). Zu ihnen wird auch ein Teil der dunklen Silikatminerale gehören, die sich in der Korngrösse unter 0,25 mm zeigen.

Die Sandsteine bestehen sämtlich aus Quarzsand mit Beimengungen von Feldspat und dunklen Silikatmineralen. In den grösseren Korngrössen enthalten sie vielfach Zusätze von Gneisstückchen und kambrischem Sandstein.

Abschnitt A 246,76—276,40 m

Probe 35 in Tiefe von 252,50 m besteht aus einem weissen, harten, vorwiegend mittelkörnigen Sandstein mit kaolinartigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei 1,02—0,49 mm und kulminiert bei 0,25—0,12 mm Korngrösse. Die Kurve ist wenig ausgeglichen.

Probe 36 in Tiefe von 254,40 m besteht aus einem weissen, harten, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen, Sandstein mit kaolinartigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm, kulminiert bei 1,02—0,49 mm und ist gut ausgeglichen.

Probe 38 in Tiefe von 275,95 m besteht aus einem harten, graugrünlichen, mittelkörnigen Sandstein mit kaolinartigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei 1,02—0,49 mm, kulminiert bei 0,25—0,12 mm und ist wenig ausgeglichen.

(Fig. 5, Diagramm Pr. 35, 36, 38)

Abschnitt B 276,40—294,10 m

Probe 40 in Tiefe von 280,20 m besteht aus einer grauen, grün- und braunfleckigen, mürben, grob- bis mittelkörnigen Arkose. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei > 6,0 mm und kulminiert bei der Korngrösse 1,02—0,25 mm. Der Anstieg ist nicht, der Abfall gut ausgeglichen.

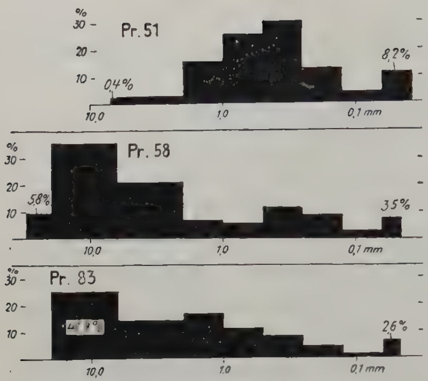


Fig. 4. Korngrössenverteilung in den Konglomeraten (Probe 51, 58, 83).

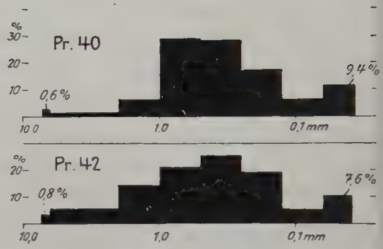


Fig. 6. Korngrössenverteilung in den Arkosen (Probe 40, 42).

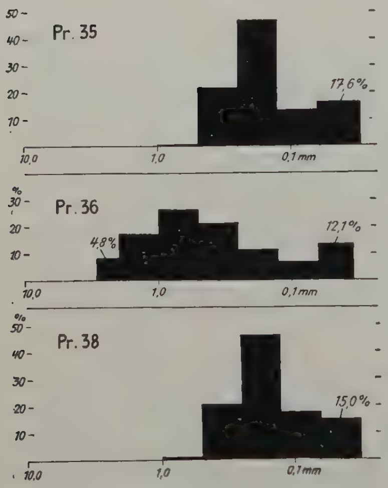


Fig. 5. Korngrössenverteilung in den Sandsteinen (Probe 35, 36, 38).

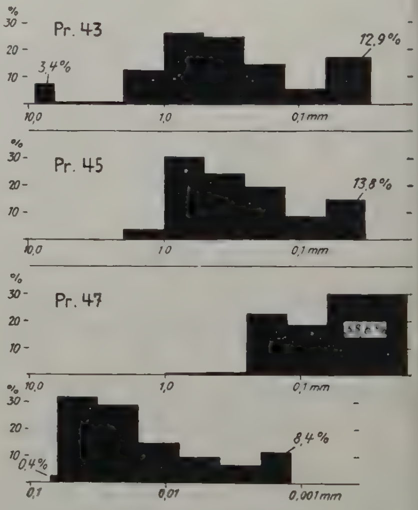


Fig. 7. Korngrössenverteilung in den Sandsteinen (Probe 43, 45, 47).

Probe 42 in Tiefe von 292,25 m besteht aus einer graublauen bis hellgrünlichen, grob- bis mittelkörnigen Arkose. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei > 6,0 mm, kulminiert bei der Korngrösse 0,49—0,25 mm und verläuft ausgeglichen.

(Fig. 6, Diagramm Pr. 40, 42)

Abschnitt C 294,10—323,70 m

Probe 43 in Tiefe von 301,40 m besteht aus einem graublauen bis grünlichen, braunfleckigen, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein mit kaolinhaltigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt bei $> 6,0$ mm, kulminiert in der Korngrösse zwischen 1,02—0,25 mm und verläuft im Anstieg ungleich, im Abfall gleichmässig.

Probe 45 in Tiefe von 314,30 m besteht aus einem grauen, harten, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein mit kaolinartigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt bei der Korngrösse 2,0—1,02 mm, steigt unausgeglichen zum Kulminationspunkt zwischen 1,02—0,49 mm und fällt ausgeglichen.

Probe 47 in Tiefe von 320,90 m besteht aus einem rotbraunen, grünfleckigen, harten, mittel- bis feinkörnigen Sandstein mit grossem Tonanteil, Kalkkonkretionen und Gleitflächen. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei der Korngrösse 1,02—0,49 mm, steigt unausgeglichen zum Kulminationspunkt zwischen 0,25—0,12 mm, fällt etwas und steigt wieder bei $< 0,06$ mm. Dieser Anteil hat seinen höchsten Wert zwischen 62—31 μ und fällt gleichmässig bis zur Grösse 4—2 μ.

(Fig. 7, Diagramm Pr. 43, 45, 47)

Abschnitt D 323,70—369,79 m

Probe 49 in Tiefe von 326,50 m besteht aus einem blaugrauen, mürben, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein. Die Kornverteilungskurve verläuft, abgesehen von einem erheblichen Anteil über 6,0 mm, gleichmässig über einen Kulminationspunkt zwischen 0,49—0,25 mm.

Probe 50 in Tiefe von 328,85 m bsteht aus einem grünlichen, weichen, mittelkörnigen Sandstein. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei $> 2,0$ mm und verläuft unausgeglichen.

Probe 53 in Tiefe von 334,80 m besteht aus einem blaugrauen bis grünlichen, harten, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein mit kaolinartigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei $> 2,0$ mm, kulminiert bei der Korngrösse 0,49—0,25 mm und verläuft gleichmässig, abgesehen von einem starken Anteil unter 0,06 mm.

Probe 54 in Tiefe von 337,90 m besteht aus einem rotbraunen, harten, mittelkörnigen Sandstein mit Eisenoxydkonkretionen. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 6,0 mm, kulminiert bei der Korngrösse 0,49—0,12 mm und verläuft gleichmässig, abgesehen von einem starken Anteil unter 0,06 mm.

Probe 55 in Tiefe von 338,82 m besteht aus einem hellblaugrauen bis grünlichen, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein mit kaolinartigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm und verläuft ungleichmässig.

Probe 56 in Tiefe von 341,00 m besteht aus einem grünlichen, mürben, mittelkörnigen Sandstein mit kalkhaltigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei > 2,0 mm, kulminiert zwischen 0,49—0,25 mm und verläuft ausgeglichen.

Probe 60 in Tiefe von 360,70 m besteht aus einem grünlichen, harten, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein mit kaolinartigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 6,0 mm, kulminiert nach steilem Anstieg zwischen 1,02—0,49 mm und fällt gleichmässig.

Probe 61 in Tiefe von 363,10 m besteht aus einem grünlichen, harten, mittelkörnigen, arkosischen Sandstein mit Kaolin. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm, kulminiert zwischen 0,49—0,25 mm und verläuft gleichmässig.

Probe 62 in Tiefe von 369,05 m besteht aus einer hellblaugrauen, harten, grob- bis mittelkörnigen Arkose. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 6,0 mm, kulminiert zwischen 1,02—0,25 mm und verläuft verhältnismässig gleichmässig, abgesehen von einem starken Anteil zwischen > 6,0—2,0 mm. Der Anteil unter 0,06 mm ist sehr klein.

(Fig. 8, Diagramm Pr. 49, 50, 53, 54, 55, 56, 60, 61, 62)

Abschnitt E 369,76—409,84 m

Probe 63 in Tiefe von 377,40 m besteht aus einem grünlichen, harten, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein mit kaolinartigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei > 2,0 mm, steigt unausgeglichen auf den Kulminationspunkt zwischen 1,02—0,49 mm und fällt ausgeglichen.

Probe 65 in Tiefe von 397,20 m besteht aus einer graubraunen, harten, grobkörnigen Arkose. Die Kornverteilungskurve beginnt bei

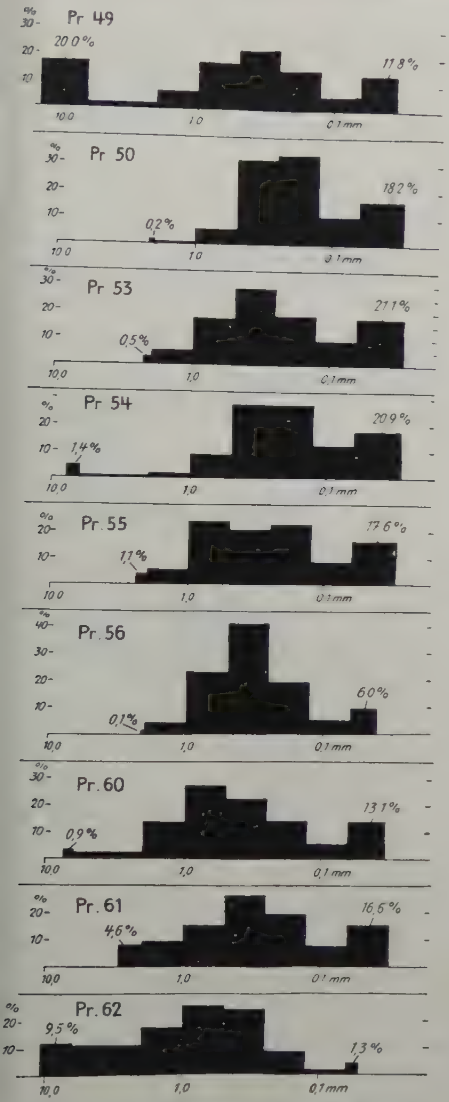


Fig. 8. Korngrössenverteilung in den Arkosen und Sandsteinen (Probe 49, 50, 53, 54, 55, 56, 60, 61, 62).

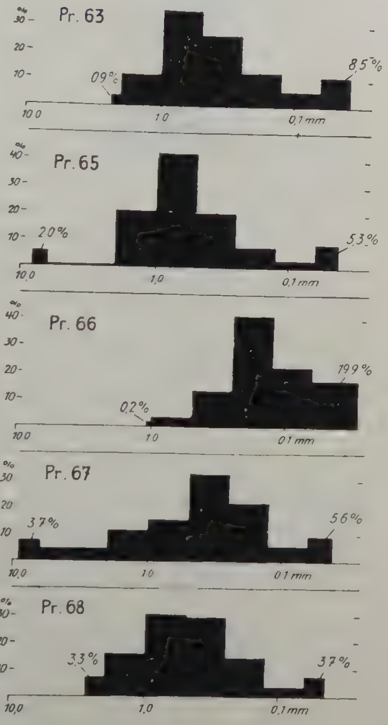


Fig. 9. Korngrössenverteilung in den Arkosen und Sandsteinen (Probe 63, 65, 66, 67, 68).

> 6,0 mm, steigt unausgeglichen zum Kulminationspunkt zwischen 1,02—0,49 mm und fällt ausgeglichen.

Probe 66 in Tiefe von 400,30 m besteht aus einem rotbraunen, harten, mittelkörnigen Sandstein mit tonigem Bindemittel, Kalkkonkretionen und Eisenoxydkonkretionen. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren bei 1,5 mm, kulminiert nach steilem Anstieg zwischen 0,25—0,12 mm und fällt gleichmässig.

Probe 67 in Tiefe von 406,95 m besteht aus einem braunen, harten, mittelkörnigen, arkosischen Sandstein. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 6,0 mm, kulminiert zwischen 0,49—0,25 mm und verläuft gleichmässig, abgesehen von einem starken Anteil in der Korngrösse > 6,0 mm.

Probe 68 in Tiefe von 409,70 m besteht aus einem hellgrauen, harten, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm, kulminiert zwischen 1,02—0,25 mm und verläuft ausgeglichen.

(Fig. 9, Diagramm Pr. 63, 65, 66, 67, 68)

Abschnitt F 409,84—446,10 m

Probe 70 in Tiefe von 416,50 m besteht aus einem weissen, braunfleckigen, mürben, grobkörnigen, arkosischen Sandstein. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 6,0 mm, kulminiert zwischen 2,0—0,49 mm und verläuft ausgeglichen.

Probe 71 in Tiefe von 420,10 m besteht aus einem rotbraunen, grünfleckigen, harten, mittel- bis feinkörnigen Sandstein mit tonigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren zwischen 2,0—1,02 mm und verläuft ungleichmässig. Der Anteil unter 0,06 mm ist gross.

Probe 72 in Tiefe von 425,00 m besteht aus einem rotbraunen, feinkörnigen Sandstein mit Kalkkonkretionen und stark tonigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren zwischen 2,0—0,49 mm und steigt gleichmässig bis zur Korngrösse < 0,06 mm. Die Kurve dieses Anteils fällt von der Korngrösse 62—31 μ bis auf die Korngrösse 8—4 μ und steigt wieder bis < 2 μ. Die Farbe ändert sich von dunkelbraun bei kleiner werdender Korngrösse zu hellbraun.

Probe 73 in Tiefe von 438,70 m besteht aus einem braunen, mürben, mittelkörnigen, arkosischen Sandstein mit eingestreuten grösseren Quarzen. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm und verläuft gleichmässig, abgesehen von einem erheblichen Anteil > 2,0 mm, über einen Kulminationspunkt zwischen 0,49—0,25 mm.

(Fig. 10, Diagramm Pr. 70, 71, 72, 73)

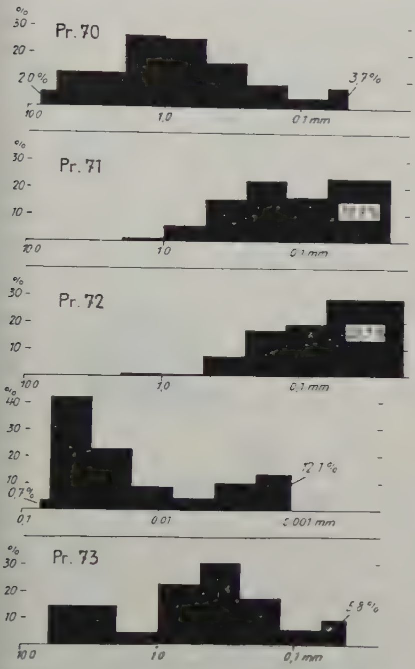


Fig. 10. Korngrössenverteilung in den Sandsteinen (Probe 70, 71, 72, 73).

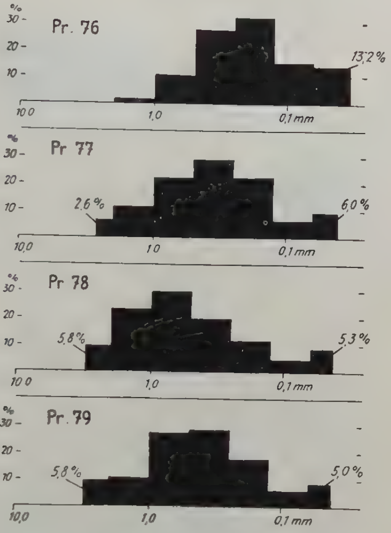


Fig. 11. Korngrössenverteilung in den Sandsteinen (Probe 76, 77, 78, 79).

Abschnitt G 446,10—474,70 m

Probe 76 in Tiefe von 458,40 m besteht aus einem rotbraunen, lockeren, mittelkörnigen Sandstein mit Kalkkonkretionen. Die Kornverteilungskurve beginnt zwischen 2,0—1,02 mm, kulminiert zwischen 0,25—0,12 mm und verläuft aufsteigend gleichmässiger als abfallend.

Probe 77 in Tiefe von 462,20 m besteht aus einem rötlichbraunen, harten, mittelkörnigen, arkosischen Sandstein. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm, kulminiert zwischen 0,49—0,25 mm und verläuft gleichmässig.

Probe 78 in Tiefe von 466,38 m besteht aus einem hellgrauen, harten, grobkörnigen, arkosischen Sandstein mit Eisenoxydkonkretionen. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm, kulminiert zwischen 1,02—0,49 mm und verläuft gleichmässig.

Probe 79 in Tiefe von 470,10 m besteht aus einem rotbraunen, mürben, grob- bis mittelkörnigen, arkosischen Sandstein. Die Korn-

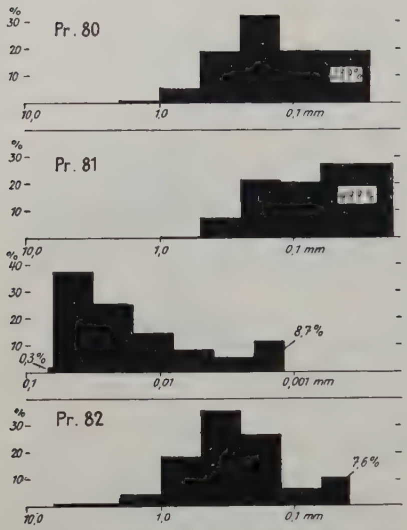


Fig. 12. Korngrössenverteilung in den Sandsteinen (Probe 80, 81, 82).

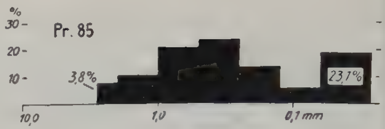


Fig. 13. Korngrössenverteilung im Sandstein (Probe 85).

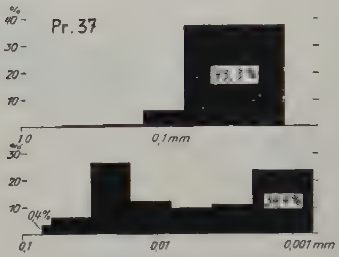


Fig. 14. Korngrössenverteilung im Ton (Probe 37).

verteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm und kulminiert zwischen 1,02—0,25 mm. Einem ungleichen Anstieg folgt ein ausgeglichener Abfall.

(Fig. 11, Diagramm Pr. 76, 77, 78, 79)

Abschnitt H 474,70—489,55 m

Probe 80 in Tiefe von 474,90 m besteht aus einem rotbraunen, harten, mittelkörnigen Sandstein mit tonigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren zwischen 2,0—1,02 mm, kulminiert nach gleichmässigem Anstieg zwischen 0,25—0,12 mm und fällt unausgeglichen.

Probe 81 in Tiefe von 481,50 m besteht aus einem rotbraunen, harten, feinkörnigen Sandstein mit stark tonigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren zwischen 1,02—0,49 mm und steigt ungleichmässig auf die Grösse < 0,06 mm. Die Kurve dieses Anteils fällt gleichmässig von der Korngrösse 62—31 μ auf die Korngrösse 4—2 μ und steigt wieder bei < 2 μ. Die Farbe ändert sich von dunkelbraun mit kleiner werdender Korngrösse zu hellbraun.

Probe 82 in Tiefe von 484,20 m besteht aus einem rotbraunen, harten, mittelkörnigen, arkosischen Sandstein. Die Kornverteilungskurve beginnt mit Spuren zwischen 6,0—2,0 mm, kulminiert zwischen 0,49—0,25 mm und verläuft gleichmässig.

(Fig. 12, Diagramm Pr. 80, 81, 82)

Abschnitt I 489,55—516,08 m

Probe 85 in Tiefe von 514,90 m besteht aus einem dunkelbraunen, mürben, grob- bis mittelkörnigen Sandstein mit tonigem Bindemittel. Die Kornverteilungskurve beginnt bei > 2,0 mm, kulminiert zwischen 0,49—0,25 mm und verläuft gleichmässig.

(Fig. 13, Diagramm Pr. 85)

Tone

Die Farben der Tone sind rotflammig grüngrau, graufleckig rotbraun, graublau, braunrot und braun. Die grauen Farben kommen vorwiegend in den oberen Partien vor. In der mittleren und unteren dominieren bräunliche Tönungen (Fig. 2, Profil). Die braunfarbigen Tone werden in den Korngrössen unter 60 μ mit geringer werdendem Durchmesser heller. Der oft beträchtliche sandige Anteil der Tone besteht vorwiegend aus Quarz mit Beimengungen von Feldspat und dunklen Silikatmineralen.

Abschnitt A 246,76—276,40 m

Probe 37 in Tiefe von 271,00 m besteht aus einem rotbraunen, grünfleckigen, weichen Feinton. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren zwischen 0,49—0,25 mm. Der Anteil unter 0,06 mm setzt sich äusserst ungleich zusammen. Der Anteil $< 2\ \mu$ ist gross.

(Fig. 14, Diagramm Pr. 37)

Abschnitt B 276,40—294,10 m

Probe 39 in Tiefe von 276,50 m besteht aus einem rotbraunen, grünfleckigen, groben Ton mit Gleitflächen und teilweise schwacher Schichtung. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren zwischen 1,02—0,49 mm. Der Anteil unter 0,06 mm ergibt aufgeteilt eine gleichmässig fallende Kurve.

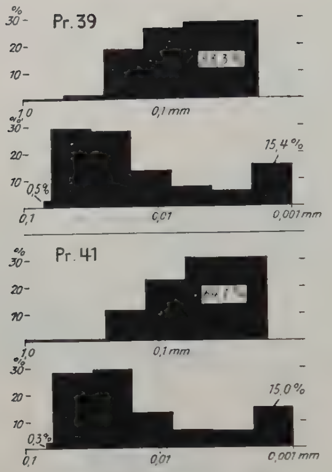


Fig. 15. Korngrössenverteilung in den Tonen (Probe 39, 41).

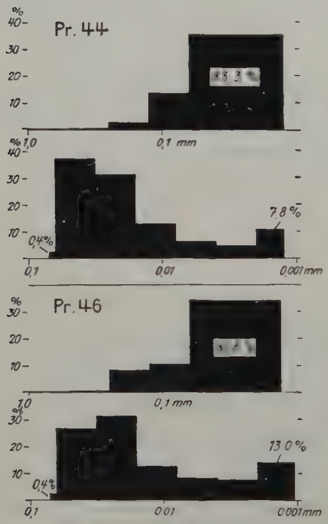


Fig. 16. Korngrössenverteilung in den Tonen (Probe 44, 46).

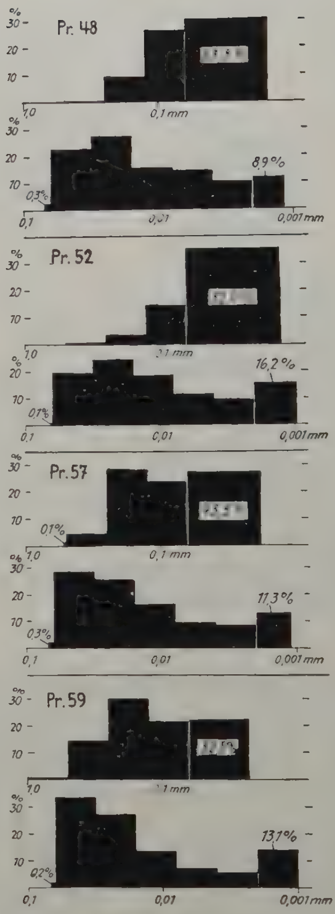


Fig. 17. Korngrössenverteilung in den Tonen (Probe 48, 52, 57, 59).

Probe 41 in Tiefe von 283,05 m besteht aus einem rotbraunen, grünfleckigen, groben Ton. Der sandige Anteil beginnt mit Spuren zwischen 1,02—0,49 mm. Der Anteil unter 0,06 mm hat seine höchsten Werte zwischen 62—16 μ. Er fällt ungleich.

(Fig. 15, Diagramm Pr. 39, 41)

Abschnitt C 294,10—323,70 m

Probe 44 in Tiefe von 310,90 m besteht aus einem rotbraunen, grünfleckigen, harten, sandigen Ton mit Gleitflächen. Der sandige Anteil beginnt mit Spuren in der Grösse zwischen 1,02—0,49 mm. Der Anteil unter 0,06 mm ergibt aufgeteilt eine gleichmässig fallende Kurve zwischen 62—31 μ und 4—2 μ.

Probe 46 in Tiefe von 315,50 m besteht aus einem rotbraunen, grünfleckigen, sandigen Ton. Der sandige Anteil beginnt mit Spuren zwischen 1,02—0,49 mm. Der Anteil unter 0,06 mm hat seine höchsten Werte zwischen 62—16 μ. Die Kurve verläuft unausgeglichen.

(Fig. 16, Diagramm 44, 46)

Abschnitt D 323,70—369,79 m

Probe 48 in Tiefe von 324,00 m besteht aus einem rotbraunen, harten, sandigen Ton. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse zwischen 0,49—0,25 mm. Der Anteil unter 0,06 mm hat seinen Kulminationspunkt zwischen 31—16 μ. Er fällt gleichmässig auf < 2 μ.

Probe 52 in Tiefe von 334,50 m besteht aus einem rotbraunen, harten, groben Ton mit Kalkkonkretionen und Rutschflächen. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse zwischen 0,49—0,25 mm. Der Anteil unter 0,06 mm hat seinen Kulminationspunkt zwischen 31—16 μ. Die Kurve fällt gleichmässig.

Probe 57 in Tiefe von 349,20 m besteht aus einem rotbraunen, harten, sehr sandigen Ton. Der Sandanteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse zwischen 1,02—0,49 mm. Der Anteil unter 0,06 mm ergibt aufgeteilt eine gleichmässig fallende Kurve zwischen den Korngrössen 62—31 μ und 4—2 μ.

Probe 59 in Tiefe von 351,70 m besteht aus einem rotbraunen, harten, stark sandigen Ton mit Kalkkonkretionen. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse zwischen 1,02—0,49 mm und hat seinen Kulminationspunkt zwischen 0,25—0,12 mm. Nach einem Abfall steigt die Kurve wieder bei < 0,06 mm. Der Anteil unter 0,06 mm ergibt aufgeteilt eine gleichmässige Kurve, die von der Korngrösse 62—31 μ auf 4—2 μ fällt.

(Fig. 17, Diagramm Pr. 48, 52, 57, 59)

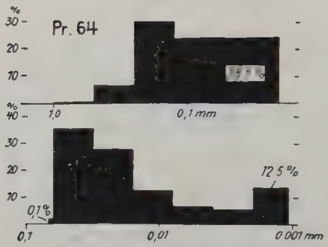
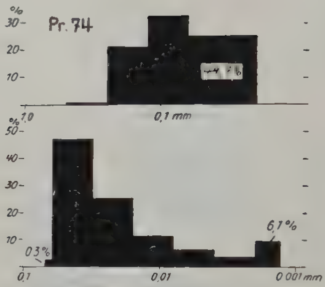


Fig. 18. Korngrössenverteilung im Ton (Probe 64).



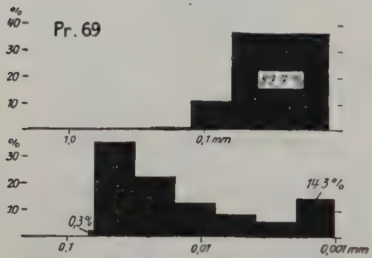


Fig. 19. Korngrössenverteilung im Ton (Probe 69).

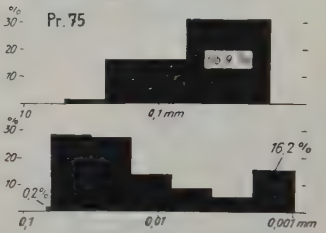


Fig. 20. Korngrössenverteilung in den Tonen (Probe 74, 75).

Abschnitt E 369,79—409,84 m

Probe 64 in Tiefe von 386,10 m besteht aus einem rotbraunen, harten, sandigen Ton mit Kalkkonkretionen. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse 1,02—0,49 mm und hat seinen Kulminationspunkt zwischen 0,25—0,12 mm. Nach einem Abfall steigt die Kurve bei $< 0,06$ mm wieder an. Dieser Anteil ergibt aufgeteilt eine gleichmässige Kurve, die von der Korngrösse 62—31 μ auf 4—2 μ fällt.

(Fig. 18, Diagramm Pr. 64)

Abschnitt F 409,84—446,10 m

Probe 69 in Tiefe von 412,95 m besteht aus einem rotbraunen, grünfleckigen, groben Ton mit kalkspatgefüllten Spalten. In den Ton sind unregelmässig grössere Quarze eingestreut. Der sandige Anteil beginnt in der Kornverteilungskurve mit geringen Spuren zwischen 2,0—1,02 mm. Der Anteil unter 0,06 mm ergibt aufgeteilt eine gleichmässige Kurve, die von der Korngrösse 62—31 μ auf 4—2 μ fällt.

(Fig. 19, Diagramm Pr. 69)

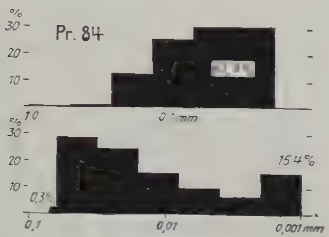


Fig. 21. Korngrössenverteilung im Ton (Probe 84).

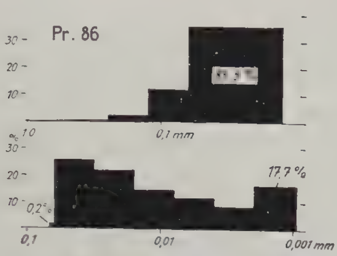


Fig. 22. Korngrössenverteilung im Ton (Probe 86).

Abschnitt G 446,10—474,70 m

Probe 74 in Tiefe von 446,96 m besteht aus einem rotbraunen, stark sandigen Ton und entstammt der Übergangszone zum tonigen Sandstein. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse 0,49—0,25 mm. Seine Kurve steigt gleichmässig an bis zur Korngrösse < 0,06 mm. Dieser Anteil ergibt aufgeteilt eine fallende Kurve von der Korngrösse 62—31 μ bis 4—2 μ.

Probe 75 in Tiefe von 451,30 m besteht aus einem rotbraunen, weichen, groben Ton mit Kalkkonkretionen. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse 0,49—0,25 mm und ist zwischen 0,25—0,12 mm und 0,12—0,06 mm gleich gross. Der Anteil unter 0,06 mm ergibt aufgeteilt eine Kurve, die von der Korngrösse 62—31 μ gleichmässig auf 4—2 μ fällt.

(Fig. 20, Diagramm Pr. 74, 75)

Abschnitt I 489,55—516,08 m

Probe 84 in Tiefe von 492,50 m besteht aus einem rotbraunen, groben Ton. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse 1,02—0,49 mm. Seine Kurve steigt gleichmässig auf die Korngrösse < 0,06 mm. Dieser Anteil ergibt aufgeteilt eine gleichmässig fallende Kurve zwischen den Korngrössen 62—31 μ und 4—2 μ.

(Fig. 21, Diagramm Pr. 84)

Abschnitt K 516,08—517,81 m

Probe 86 in Tiefe von 517,60 m besteht aus einem rotbraunen, harten, groben Ton mit Kalkkonkretionen. Der sandige Anteil beginnt mit geringen Spuren in der Korngrösse zwischen 1,02—0,49 mm. Seine Kurve steigt steil auf die Korngrösse

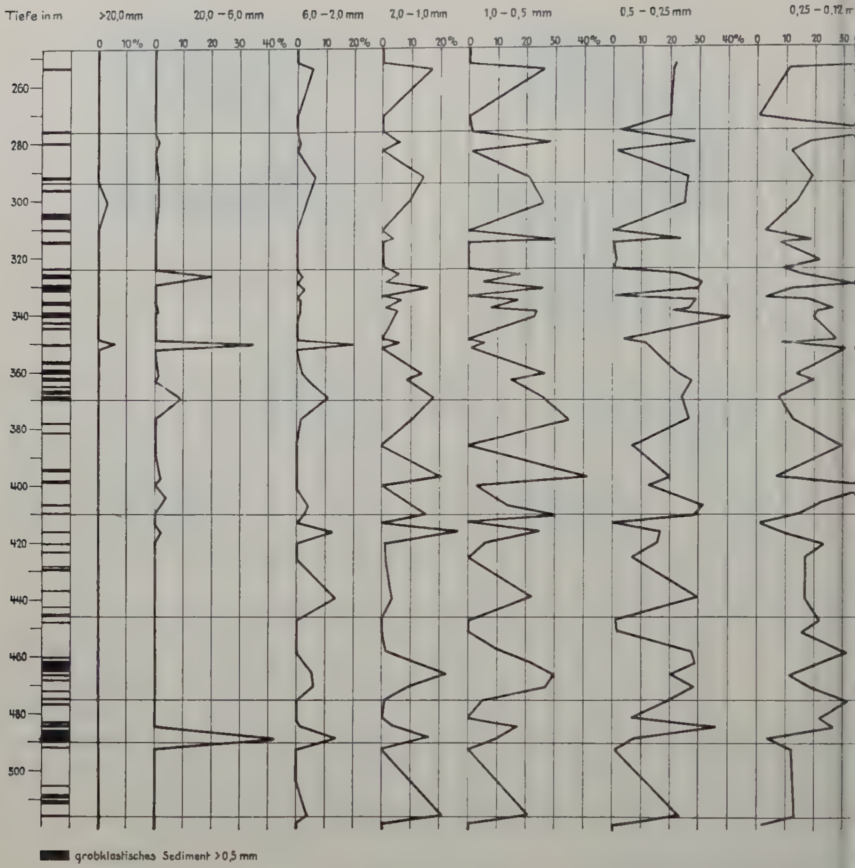


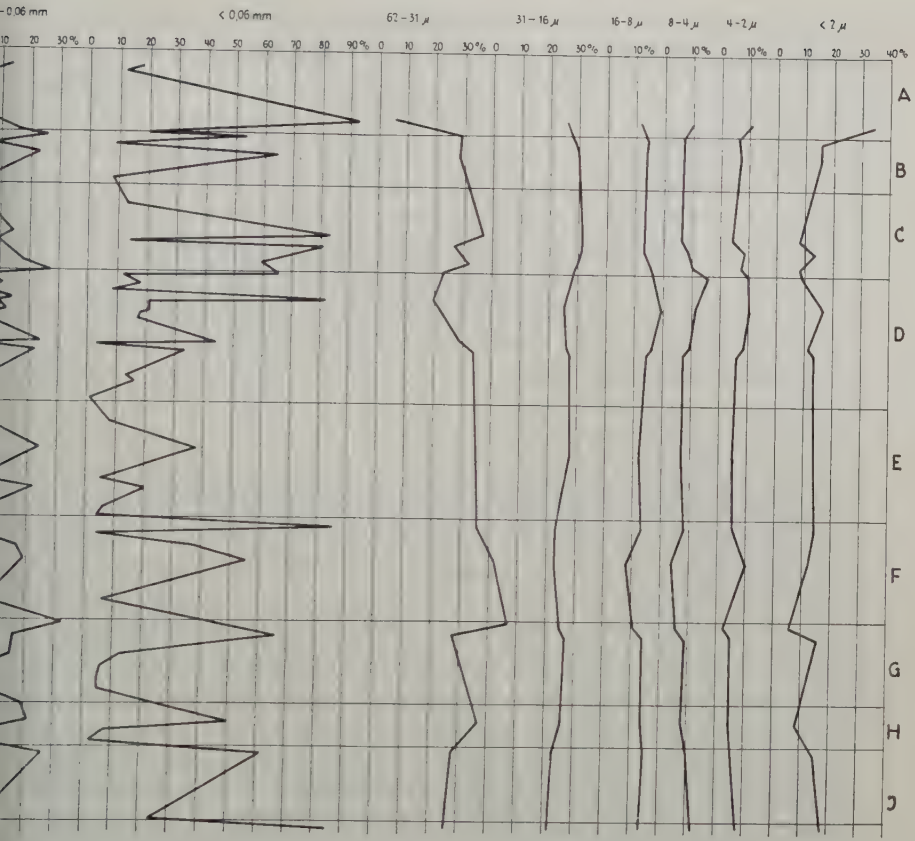
Fig. 23. Die Veränder

< 0,06 mm. Der Anteil unter 0,06 mm ergibt aufgeteilt eine gleichmässig fallende Kurve zwischen den Korngrössen 62—31 μ und 4—2 μ.

(Fig. 22, Diagramm Pr. 86)

Schichtserien

Im Diagramm Fig. 23 sind die Korngrössen aller untersuchten Proben dargestellt. Das linksseitige Profil enthält die Lage der grobklastischen Horizonte, soweit sie Basalsedimente der Schichtserien sind und ihre Korngrösse 0,5 mm übersteigt. In ihnen beginnen jeweils die



en Korngrössen.

Kurvenmaxima der gröberen Korngrössen. Mit kleiner werdender Korngrösse rücken die Maxima in höher liegende Horizonte auf, sodass das Diagramm ein schräges Verschieben der Maxima zwischen je zwei Basalsedimenten aufzeigt. Die Korngrössen > 20,0 mm und 20,0—6,0 mm sind wegen ihres sporadischen Auftretens unzuverlässig, passen aber in einzelnen granulometrisch untersuchten Horizonten durchaus in das sich entwickelnde System der Korngrössenverschiebung hinein. Der mittelkörnige Sand (0,49—0,12 mm) nimmt in dem untersuchten Profil eine Grenzstellung ein. Er ist in den gröberen Sedimenten noch und in den feineren schon vorhanden, sodass die Kurve der Korngrösse 0,25—0,12 mm nicht mehr auf die Null-Linie absinkt.

Die Kurven der feinklastischen Sedimente verlaufen in der unteren Korngrösse von Feinmo (31—16 μ) und im Schluff (8—2 μ) verhältnismässig gleichförmig. Bei der ersten Gruppe bewegen sie sich zwischen 20 % und 30 %, bei der letzten zwischen 5 % und 15 %. Eine Veränderung der Kurve $< 2\ \mu$ erfolgt hauptsächlich auf Kosten der Korngrösse zwischen 62—31 μ, was in den Abschnitten I, G, D, C und A besonders deutlich hervortritt. Die Sonderstellung der feinklastischen Sedimente im Abschnitt A, die später behandelt wird, markiert sich durch ein zunächst starkes, dann abgeschwächtes Fallen der Kurven über 8 μ und ein zunächst schwaches, dann starkes Ansteigen der Kurven unter 8 μ. In diesem Abschnitt sind Feintone enthalten, die in den Abschnitten B—K zum grossen Teil durch Deflation und Erosion beseitigt worden sind.

Das Diagramm zeigt also einen sich in jeder Schichtserie wiederholenden Wechsel der Korngrössen, der nur dort einen anderen Verlauf nimmt, wo die Horizonte durch Abtragung in den feinklastischen Sedimenten und durch Gesteinszerfall in den grobklastischen Sedimenten verändert worden sind. Der normal verlaufende Wechsel liegt darin, dass sich die Korngrösse im Basalsediment beginnend nach oben vermindert und dadurch ein allmählicher Übergang von Konglomeraten zu kiesigen, grob-, mittel-, feinkörnigen und tonigen Sandsteinen sowie zu sandigen Tonen und Feintonen erfolgt. Dieser Wechsel wiederholt sich in allen Schichtserien in gleicher Weise.

Eine gute Sortierung des Materials ist nirgends erfolgt. Der feinklastische Anteil im Basalsediment der Schichtserien beträgt im Durchschnitt 11 %, kann aber auf 3 % absinken. Im oberen Teil der Schichtserien beträgt er durchschnittlich 66 %. Umgekehrt ist das Verhältnis des grobklastischen Materials, dessen Anteil von unten nach oben abnehmend in den oberen Horizonten mit einem Durchschnitt von 13 % an mittelkörnigem Sand erscheint.

Aus diesem Grunde ist es wertlos, Untersuchungen über Differenzen zwischen den Ablagerungen verschiedener Schichtserien anzustellen. Sie können nur an klar erkennbaren Horizonten ausgeführt werden, deren Ermittlung jedoch in Schichtserien mit ständig wechselnder Korngrösse unmöglich ist.

Die Anzahl der Schichtserien ist der folgenden Tabelle zu entnehmen. Um zugleich einen Überblick über ihre Häufigkeit und Mächtigkeit zu geben, wurden sie auf je 25 m zusammengefasst, wobei als Grenzhorizont jeweils dasjenige Basalsediment einer Serie gezählt wurde, das der Grenze eines 25 m betragenden Abschnittes am nächsten lag. Um die Übersichtlichkeit zu erhöhen, ist neben der Angabe der Anzahl der

Schichtserien deren prozentualer Anteil aufgeführt. Er wurde berechnet aus der Mächtigkeit der Abschnitte A—I. Ausserdem enthält die Tabelle die durchschnittliche Mächtigkeit der Schichtserien und ihre Grösse in Prozenten.

Abschnitt	Tiefe von — bis	Schichtserien Anzahl	%	durchschnittl. Mächtigkeit in m	in %
A	246,76—276,40 m	3	10	9,9	33
B/C	276,40—296,46	6	30	3,3	16
C	296,46—323,70	6	22	4,5	16
D	323,70—350,41	15	56	1,8	7
D/E	350,41—375,70	13	51	1,9	5
E	375,70—398,77	9	35	2,5	11
E/F	398,77—423,82	10	40	2,5	10
F/G	423,82—449,90	11	42	2,4	9
G	449,90—474,70	9	36	2,7	11
H/I	474,70—501,01	8	30	3,3	13
I	501,01—516,08	4	27	3,7	25

Die vorstehende Tabelle und das Diagramm Fig. 24 a, b zeigen den Verlauf der Materialzufuhr, die sich durch die Anzahl der Schichtserien und die durchschnittliche Mächtigkeit des abgelagerten Materials kennzeichnet.

In den Abschnitten I—E zeichnet sich die Zufuhr durch eine wellenförmige Kurve aus, die zwischen 425,0—450,0 m kulminiert. Die durchschnittliche Mächtigkeit ist ausser im Abschnitt I nur geringen Schwankungen unterworfen. Die Anzahl der Zufuhren steigt in den Abschnitten D und E (325,0—375,0 m) stark an, wobei sich die Mächtigkeit jeder Zufuhr entsprechend verkleinert. Die Abschnitte B und C (275,0—325,0 m) haben nur wenige Zufuhren und enthalten daher besonders im oberen Teil viel Material. Die geringste Anzahl der Zufuhren zeigt Abschnitt A (oberhalb von 275,0 m) mit einer ausserordentlich hohen durchschnittlichen Mächtigkeit der Schichtserien.

Sedimentationsrhythmen

Die im vorigen Abschnitt gewonnene Erkenntnis führt zu einer Unterteilung der Schichtserien, die jeweils mit einem grobklastischen Sediment beginnen und mit einem feinklastischen enden. Das Idealprofil einer solchen Schichtserie hat folgende Zusammensetzung:

1 Feinton
2 Grobton
3 Feinsand (tonig)
4 mittelkörniger Sand
5 grobkörniger Sand

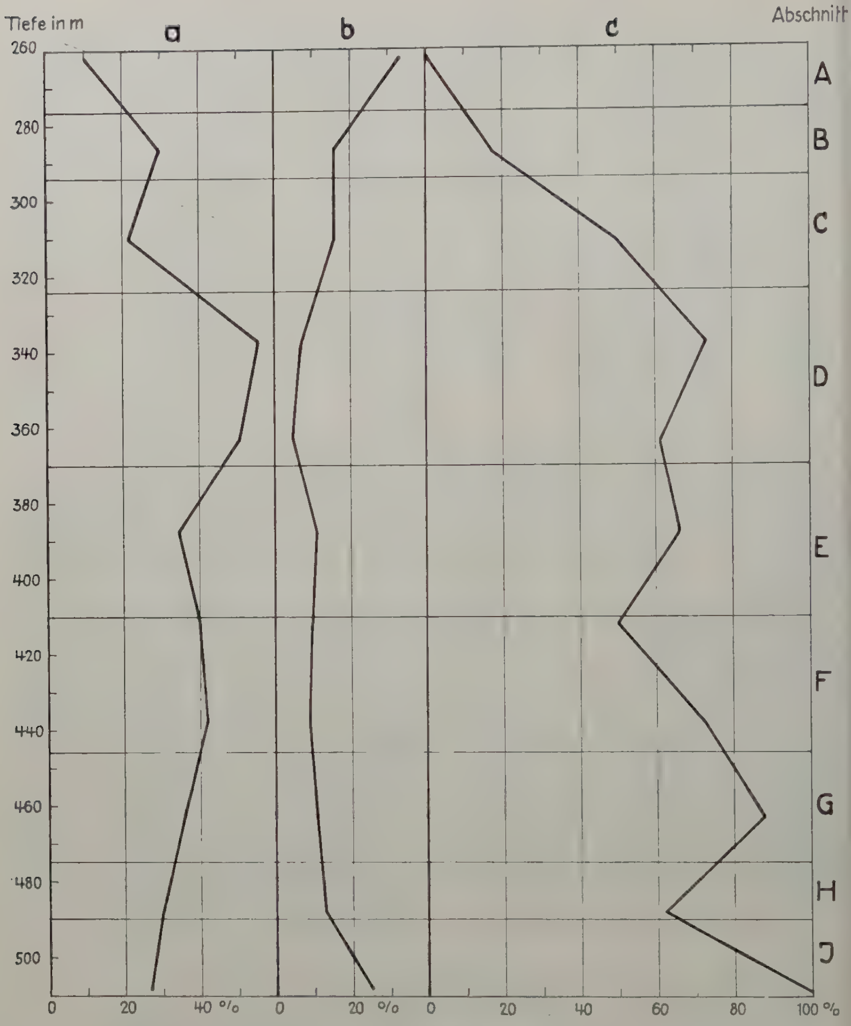


Fig. 24. a) Anzahl der Schichtserien in %
b) Durchschnittliche Mächtigkeit der Schichtserien in %
c) Fehlende Tonhorizonte in %.

6 kiesiger Sand oder Arkose (vorwiegend grobkörnig)
7 Konglomerat oder Arkose (vorwiegend grobkörnig)
8 Arkose (vorwiegend grobkörnig)

Dieses Idealprofil kann variieren. Das Sediment kann sich aus folgenden Schichten zusammensetzen:

Bei vorhandenem Feinton	bei fehlendem Feinton	bei fehlendem Grob- und Feinton	bei fehlendem Feinsand, Grob- und Feinton
1+4+5+6	2+3+4+5+6	3+4+5+6+7+8	4+5+6+7+8
1+4+5	2+3+4+5	3+4+5+7	4+5+6
	2+3+4	3+4+5	4+5+7+8
	2+3+4+5+7	3+4+6+7	4+5+7
	2+3+4+6	3+4+7+8	4+5
	2+3+4+7	3+4+7	4+6+7+8
	2+3+5+6+7+8	3+4+6	4+7+8
	2+3+6+7+8	3+4	4+7
	2+3+7	3+5+6	
	2+3	3+5	
	2+4+5	3+6+7+8	
	2+4+6	3+6	
	2+5+7	3+7	
	2+6		
	2+7		

Die nach dieser Zusammenstellung fehlenden Horizonte, soweit sie nicht den drei oberen Lagen der Schichtserien angehören, würden sich bei einer erneuten Prüfung des Profils vermindern, weil viele der fehlenden Horizonte so gering mächtig sind, dass sie aus diesem Grunde bei der Profilaufnahme nicht erfasst wurden.

Die Mächtigkeit der Schichtserien ist auf Grund ihrer Entstehungsbedingungen variabel und wechselt zwischen 0,18 m—10,0 m in den Abschnitten B bis K. Das Fehlen der oberen Horizonte bei verschiedenen Schichtserien kann auf Abtragung, das Fehlen der unteren auf Zerfall oder auf den Stärkegrad der Zufuhr zurückgeführt werden.

Nach diesen Gesichtspunkten liess sich die erbohrte Strecke in 61 Zyklen unterteilen, zu denen noch 33 wahrscheinliche Zyklen hinzukommen, deren Schichtserien durch Abtragung gestört worden sind. Die nachfolgende Liste enthält diese Einteilung. Aus Platzersparnisgründen wurden die Sedimente des Profils nicht untereinander, sondern nebeneinander aufgeführt.

Abschnitt	Zyklus	Tiefe von — bis	m	
A	1	246,76—254,50 m	7,74	Ton — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	2	254,50—257,40	2,90	Ton — mittelkörnige Arkose
	3	257,40—276,40	19,00	Feinton — Grobton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose — Konglomerat — grobkörnige Arkose
B	4	276,40—280,83	4,43	grober Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — mittel- bis grobkörnige Arkose
	5 a	280,83—282,87	2,05	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	5 b	282,87—286,80	3,93	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein.

Abschnitt	Zyklus	Tiefe von — bis	m	
	6	286,80—293,80 m	7,00	sandiger Ton — mittel- bis grobkörniger Sandstein — mittel- bis grobkörnige Arkose
	7	293,80—294,10	0,30	Ton — Konglomerat
C	8	294,10—296,46	2,36	sandiger Ton — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	9	296,46—306,48	10,02	sandiger Ton — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — mittel- bis grobkörnige Arkose
	10	306,48—310,75	4,27	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — mittel- bis grobkörnige Arkose — Konglomerat — mittelkörnige Arkose (mit mittelk. Sandstein)
	11	310,75—315,18	4,43	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — mittelkörnige Arkose
	12	315,18—319,60	4,42	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	13 a	319,60—322,52	2,92	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	13 b	322,52—323,70	1,18	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — mittelkörnige Arkose — Konglomerat
D	14	323,70—327,16	4,44	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger — bis grobkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose
	15 a	327,16—327,34	0,18	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	15 b	327,34—331,90	4,56	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose — Konglomerat — grobkörnige Arkose
	16 a	331,90—332,76	0,86	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein
	16 b	332,76—336,29	3,53	sandiger Ton — mittelkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose
	17 a	336,29—336,68	0,39	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	17 b	336,68—339,17	3,49	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — mittelkörnige Arkose
	18	339,17—339,76	0,59	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose
	19 a	339,76—340,46	0,70	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose (konglomeratisch)
	19 b	340,46—343,25	2,79	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose — Konglomerat — grobkörnige Arkose
	20 a	343,25—344,17	0,92	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat — grobkörnige Arkose
	20 b	344,17—344,53	0,36	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein

Abschnitt	Zyklus	Tiefe von — bis	m	
	21	344,53—346,73 m	2,20	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	22 a	346,73—347,84	1,11	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein
	22 b	347,84—350,41	2,57	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose — Konglomerat — grobkörnige Arkose
	23 a	350,41—350,56	0,15	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein
	23 b	350,56—351,32	0,76	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	24	351,32—353,81	2,49	sandiger Ton — toniger, fein- bis mittelkörniger Sandstein
	25 a	353,81—354,33	0,52	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein
	25 b	354,33—357,64	3,31	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose — Konglomerat — grobkörnige Arkose
	26	357,64—358,03	0,39	(Ton fehlt) — toniger, feinköniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	27 a	358,03—360,67	2,64	sandiger Ton — mittel- bis grobkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose
	27 b	360,67—363,06	2,39	(Ton fehlt) — mittel- bis grobkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose — Konglomerat — grobkörnige Arkose
	27 c	363,06—365,59	2,53	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
	28 a	365,59—367,30	1,71	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat
	28 b	367,30—369,79	2,49	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat — grob- bis mittelkörnige Arkose
E	29	369,79—373,61	3,82	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	30	373,61—375,70	2,09	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein
	31	375,70—378,63	2,93	Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	32 a	378,63—381,66	3,03	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat
	32 b	381,66—384,37	2,71	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein
	32 c	384,37—384,97	0,60	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein
	33 a	384,97—387,59	1,42	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein
	33 b	387,59—389,66	2,07	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	34 a	389,66—395,01	5,35	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose — Konglomerat
	34 b	395,01—396,08	1,07	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein

Abschnitt	Zyklus	Tiefe von — bis	m	
	35	396,08—398,77 m	2,68	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — grobkörnige Arkose — Konglomerat — grobkörnige Arkose
	36 a	398,77—406,91	8,14	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat
	36 b	406,91—409,61	2,70	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	36 c	409,61—409,84	0,23	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
F	37	409,84—411,34	1,50	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	38 a	411,34—412,36	1,02	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein
	38 b	412,36—416,53	4,17	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	39 a	416,53—418,43	1,90	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein
	39 b	418,43—420,33	1,90	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	40 a	420,33—421,26	0,93	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	40 b	421,26—423,82	1,56	sandiger Ton — feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	41	423,82—428,85	5,03	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
	42	428,85—429,75	0,90	sandiger Ton — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
	43 a	429,75—435,32	5,57	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	43 b	435,32—437,20	1,88	(Ton fehlt) — feinkörniger Sandstein — Konglomerat
	43 c	437,20—442,59	5,39	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
	44 a	442,59—445,02	2,43	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat
	44 b	445,02—446,10	1,08	(Ton fehlt) — mittel- bis grobkörniger Sandstein
G	45	446,10—447,94	1,84	Ton — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	46 a	447,94—448,75	0,81	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	46 b	448,75—449,44	0,69	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	46 c	449,44—449,90	0,46	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein
	47 a	449,90—454,60	5,70	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein

Abschnitt	Zyklus	Tiefe von — bis	m	
	47 b	454,60—460,50 m	5,90	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
	48	460,50—462,29	1,79	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	49 a	462,29—463,69	1,40	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat
	49 b	463,69—464,61	0,92	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat — mittelkörniger Sandstein
	50	464,61—466,61	2,00	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	51 a	466,61—468,72	2,09	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat
	51 b	468,72—472,11	3,39	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
	51 c	472,11—474,70	2,59	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
H	52	474,70—476,96	2,26	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	53	476,96—479,29	2,38	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	54 a	479,29—483,22	3,93	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein — Konglomerat
	54 b	483,22—484,01	0,79	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
	55	484,01—489,55	5,54	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
I	56	489,55—492,11	2,56	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein
	57	492,11—498,45	6,34	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	58	498,45—501,01	2,56	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein
	59 a	501,01—505,43	4,42	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — Konglomerat
	59 b	505,43—509,02	3,59	(Ton fehlt) — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat — grobkörniger Sandstein
	60	509,02—511,67	2,65	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
	61	511,67—516,08	4,41	(Ton fehlt) — toniger, feinkörniger Sandstein — mittelkörniger Sandstein — grobkörniger Sandstein — Konglomerat
K	62	516,08—517,36	1,28	sandiger Ton — toniger, feinkörniger Sandstein

Die Mächtigkeit dieser Schichtserien ist im Diagramm Fig. 25 dargestellt. In den Abschnitten I—F wechseln starke und schwache Rhythmen verhältnismässig gleichförmig. Im mittleren Teil von Abschnitt E ist eine besonders starke Zufuhr erkennbar. Der Abschnitt D weist schwache und mittlere Zufuhren auf, die sich nach oben vergrössern. Die Vermehrung des Materials wird in den Abschnitten C und B fortgesetzt und erreicht ihren Höhepunkt im Abschnitt A. Sie kann mit klimatischen Faktoren erklärt werden. Die Zunahme der Zyklenmächtigkeit leitet über zu einer anderen Sedimentationserscheinung, die nicht mehr den vorhergehenden entspricht. Ihre Erklärung wird am Schluss dieser Arbeit versucht.

Die fehlenden Tonhorizonte sind im Diagramm durch Kreise gekennzeichnet. Die Mächtigkeit der Schichtserien wird an solchen Punkten also grösser gewesen sein.

Gleitflächen sind enthalten im Ton der Zyklen 1, 3, 4, 6, 8 (im letzteren gemessen mit 15°, 26°, 34°, 41°, 44°), 11 (71°), 12 (55°), 16 b, 22 b (im letzteren gemessen mit 45°, 55°), 25 b (18°, 23°, 30°), 33 a (24°), 39 b (24°, 26°), 47 a, 62. Gleitflächen im Sandstein treten auf in den Zyklen 1 (34°), 13 a (22°), 34 a (48°), 35 (38°, 54°), 36 a (62° —66°). Geringe Schichtungen wurden festgestellt im Sandstein der Zyklen 35, 47 a, 49 a, 51 a. Fallwinkel wurden ermittelt in den Zyklen 5 b (16°), 11 (17°), 13 a (10°, 11°), 14 (8°, 9°), 16 b (7°, 8°), 17 b (7°, 8°), 25 b (7°), 27 a (6°, 7°), 29 (8°, 9°), 36 a (7°), 47 a (8°, 9°), 54 a (6°, 9°). Kalkspatgefüllte Spalten sind vorhanden in den Zyklen 1, 2, 3, 12, 21, 34 a, 35, 36 a, 38 b, 47 b und 62.

Erklärungsversuch

Das Material der Kågerödsedimente im nordwestlichen Schonen entstammt einer Insolation unter aridem oder extrem aridem Klima. Dies wird bewiesen:

1) Durch die bunten Farben der Sedimente, die vielen Ablagerungen unter aridem Klima eigentümlich sind.
2) Durch plattige Gesteinsabblätterungen mit einer dunklen glänzenden und einer hellen Gesteinsfläche (»Hartrinde», Walther, S. 140; Blanck u. Passarge, S. 12).
3) Durch blatternarbige Vertiefungen auf der Oberfläche von Gesteinsstücken (Walther, S. 140).
4) Durch Rindenbildung, die die Oberfläche von Gesteinsstücken mit einer rotbraunen Schicht überzieht (Blanck u. Passarge, S. 10, Linck).

5) Durch die Zerstörung der Diabase. Die jüngeren Diabase Schonens sind zwar weich (Hadding II, S. 98), unterliegen allgemein aber auch wegen ihrer dunklen Farbe in starkem Masse der Insolation (Knetsch u. Refai, S. 248).

Herkunftsgebiet der Kågerödsedimente sind höhere Urgesteinspartien, die eine in Richtung NW—SO Schonen durchziehende Verwerfungszone nordöstlich begrenzen. Sie bestehen aus Gneis mit jetzt randlich gelegenem Kambrosilur, beide durchzogen von jüngeren Ganggesteinen von relativ geringer Mächtigkeit (Hadding III, S. 207).

Der fluviatile Transport des Materials ist schon früher angenommen worden (Hadding III, S. 207). Er wurde verursacht durch episodische, starke Niederschläge. Die Entfernung von Klappe bis zum Randgebirge beträgt nach Norden 11 km, nach Osten 13 km. Die grösste Entfernung zwischen Öresund und Söderåsen beträgt 35 km. Das in der Bohrung Höllviken vorgefundene Kågerödsediment gehört nicht zu diesem Randgebiet, in dem im nordwestlichen Schonen die Ablagerungen erfolgten, und muss daher wahrscheinlich unter anderen Gesichtspunkten betrachtet werden (Brotzen, S. 6). Bemerkenswert ist, dass im Gebiet von Nordwestschonen Verschiedenheiten im Material je nach der Entfernung vom Gebirge festgestellt worden sind. In der Nähe des Öresund sind die feinklastischen Anteile stärker vertreten, in der Nähe der Randgebirge die grobklastischen (Troedsson 1934, S. 7). Ausser der Ablagerung südwestlich des Verwerfungsabfalles erfolgten kleine Beckenausfüllungen innerhalb des Urgestein-Massivs (z. B. Hörby, Höör, Färingtofta u. a.).

Ein Transport des Materials ohne völlige Zerstörung der Gesteinsstücke ist auf dieser Entfernung durchaus möglich. Nach Behrend u. Berg (S. 402) können theoretisch folgende Wege von Gesteinsstücken bis zur völligen Zerstörung zurückgelegt werden:

Granit	: Stücke	von	durchschnittlich	36	gr	278 km
Orthocerenkalk	: »	»	»	61	»	64 »
rhätischer Sandstein[1]	: »	»	»	40	»	15 »
Tonschiefer	: »	»	»	24	»	42 »

Da der Erhaltungszustand jedoch nicht nur von der Länge des Transportweges, sondern daneben von anderen Faktoren abhängt (Verwitterungszustand, Transportmittel, Unterlage, Grösse, Menge und Härte des mitgeführten Materials, Geschwindigkeit des Transportes), kann die Tabelle nur grob anzeigen, dass die angeführten Entfernungen als fluviatiler Transportweg vom randlichen Gebirge bis zum Sedimentationsgebiet möglich sind. Die paläozoischen Sedimente sind mit Ausnahme des kambrischen Sandsteins daher auch nur recht wenig erhalten (Hadding III, S. 207).

---

[1] Der rhätische Sandstein ist der Vergleichsmöglichkeit wegen aufgeführt.

Unwahrscheinlich ist jedoch, dass die Kågerödsedimente Nordwestschonens die fluviatile Ausfüllung eines Wüstenbeckens sind. Dies mögen folgende Überlegungen beweisen:

1) Salzhaltiges Wasser aus Kågerödschichten ist verschiedentlich in Nordwestschonen festgestellt worden, u. a. bei Hälsingborg, Bjuv, Höganäs, Hyllinge. Der Salzgehalt ist gering und uneinheitlich, die stärkste Sole zeigt Hälsingborg. Neben der Möglichkeit einer späteren Veränderung des Gehalts durch Auslaugung wird angenommen, dass keine geschlossene Salztonebene in einem grösseren Becken vorgelegen hat, sondern dass die Ablagerung in kleinen abgeschlossenen Gebieten vor sich ging und durch zuströmendes Wasser episodischer Niederschläge gestört und vielfach verfrachtet wurde.
2) Wüstenflachländer enthalten meistens Dünen. Den Sanden der Bohrung Klappe fehlen jedoch Windsortierung, Abrollung und Tongallen. Eine Untersuchung der Sande, deren Fall- bezw. Gleitwinkel mit denen rezenter Dünen übereinstimmen (luvseitig 5°—12°, leeseitig 30°—33°, Passarge, S. 671), führte ebenfalls zu keiner Bestätigung von Dünensanden.
3) Die Mächtigkeit verschiedener Zyklen ist zu gross, als dass sie die flächenhafte Ausfüllung eines Wüstenbeckens sein könnten.

Die ausgezählten 94 wahrscheinlichen Zyklen haben folgende Mächtigkeit (Diagramm Fig. 25):

in Abschnitt	grösste	geringste	durchschnittliche Mächtigkeit
A	19,0 m	2,9 m	9,8 m
B	7,0	0,3	3,5
C	10,0	1,2	4,2
D	4,6	0,2	1,8
E	8,1	0,2	2,8
F	5,6	0,9	2,5
G	5,9	0,8	2,3
H	5,5	0,8	3,0
I	6,3	2,6	3,8

Wenn auch die Auszählung wegen nicht immer einwandfrei festzustellender Grenzen in verschiedenen Fällen unsicher ist, lassen doch einzelne Schichtserien ihre Ablagerung in einem grösseren Becken als unmöglich erscheinen. Solche Mächtigkeiten können nur durch die Lage in einem Randgebiet erklärt werden, in dem sie nicht in einer Ebene

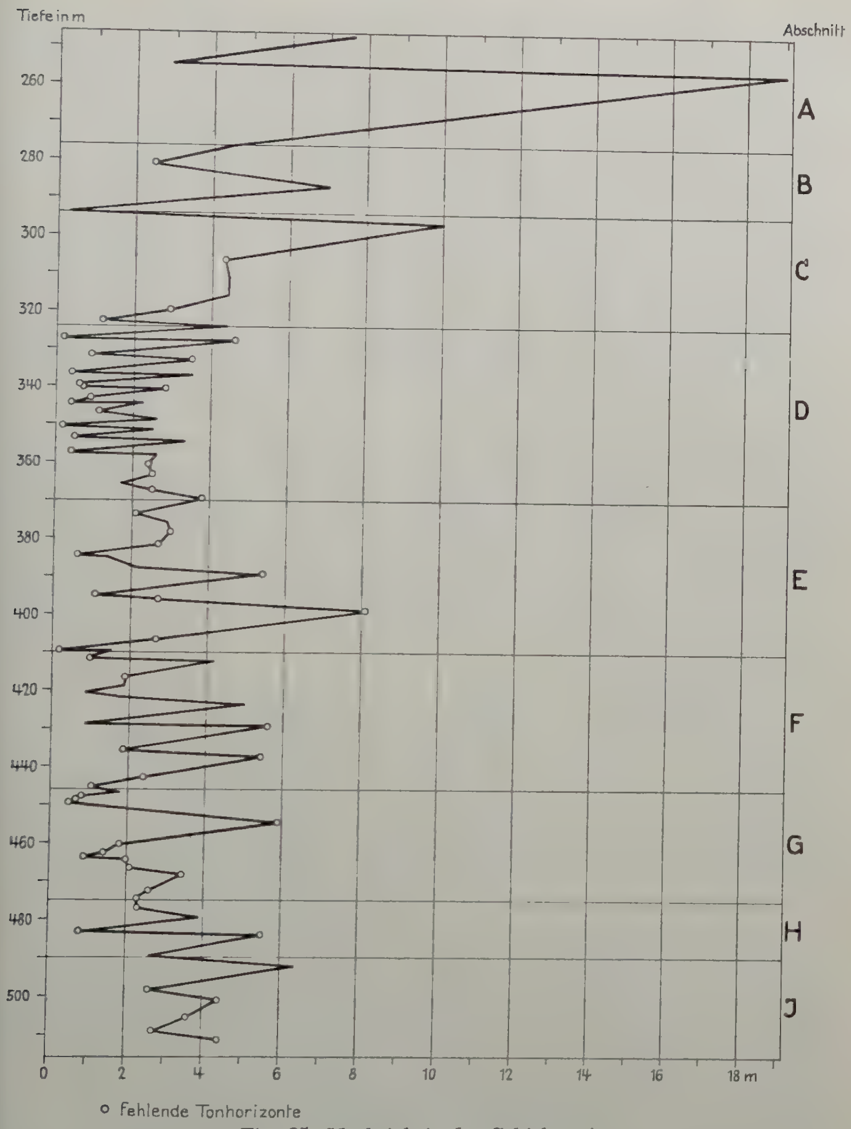


Fig. 25. Mächtigkeit der Schichtserien.

sondern in Tälern abgelagert wurden. Dann ist die Sedimentation nicht in einem Wüstenbecken sondern in einem Wüstengebirgsland mit einer Anzahl lokaler Erosionsbasen in abgeschlossenen Kesseln erfolgt. Die Sedimente von Klappe sind danach als Ausfüllung einer kleinen Erosionsbasis anzusehen.

Ob und wo die Gebirgswüste in eine Sand- oder Kieswüste übergegangen ist, wird auf Grund der bisher durchgeführten Bohrungen kaum zu erkennen sein. Ob die Sole von Hälsingborg ausreicht, das Vorhandensein eines grossen Einzugsgebietes zu erklären, erscheint zweifelhaft. Es sind ausserdem keine sonstigen Anzeichen vorhanden, die darauf schliessen lassen, dass die Sedimente von Hälsingborg in einem grösseren Becken entstanden sein könnten.

Die Voraussetzung einer Felswüste, liegend in einer ruhenden oder noch oder schon wieder in Bewegung befindlichen, gegen SW abfallenden Verwerfungszone (spät-variscisch oder alt-kimmerisch) und begrenzt von randlichem Urgesteingebirge, könnte die Ablagerungen von Klappe und auch der übrigen Kågerödsedimente von Nordwestschonen als fluviatile Sedimente eines Randgebietes möglich erscheinen lassen.

Episodische, zentripetale Entwässerungssysteme transportierten in Rinnen und Trockentälern Schutt und Schlamm. Verstärkte Ablagerung erfolgte durch flächenhafte Erosion der Abhänge (»Sheetflood», Mac Gee, S. 87). Der kurze Transportweg liess eine grobe Sortierung, aber nur geringe Abrollung zu. In sich wiederholenden Rhythmen füllten sich Teile der Kessel und der dahin führenden Täler. Salze sind wegen des geringen Einzugsgebietes der Erosionsbasen nur in geringen Ausblühungen vorhanden.

Die Verfrachtung von Sedimenten abgeschlossener Becken in tiefer liegende Gebiete ist durch das mit grosser Gewalt einströmende Wasser möglich. Das Wasser füllt die ausgetrockneten Becken und kann bei genügender Wasser- und Schlammzufuhr den Beckenrand zu tiefer liegenden Gebieten überfluten oder durchbrechen und damit einen Teil des Beckeninhaltes in ein tiefer liegendes Becken überführen. Dieser Vorgang würde die nur teilweise Ablagerung einer Schichtserie oder auch die teilweise Erosion von Material älterer Schlammzufuhren zur Folge haben. Die Erosion könnte sich bis auf das Steinpflaster erstrecken, sodass bei Steinpflastern von grosser Mächtigkeit ein Doppelrhythmus mit Verlagerung der Erosionsbasis möglich erscheint. Die Verlagerung von Erosionsbasen macht es möglich, aus mehreren geringen Salzvorkommen kleiner abgebauter Becken ein grösseres Vorkommen an anderer Stelle aufzubauen. Es liegt der Gedanke nahe, sich die Hälsingborger Sole auf diese Art entstanden zu denken.

Der Grad der Sortierung der Sedimente von Klappe ist in den oberen Zyklen besser als in den unteren. Dies lässt sich mit einer besseren Strömung in den am Schluss der Formation mit Schutt angefüllten Tälern erklären, wodurch vorher bestehende Hindernisse besser überwunden wurden.

Die vom Wasser mitgeführten feinen Sedimente setzten sich in den Becken ab. Sie gelangten jedoch aus folgenden Gründen nicht zu einer voll durchgeführten Sortierung:

a) Das Wasser erwärmte sich verhältnismässig schnell, wodurch die Sortierung nicht so ausgeprägt wie in kaltem Wasser erfolgt.
b) Das Wasser war salzhaltig, wodurch ein schnelles Ausflocken bewirkt wurde.
c) Die Becken trockneten schnell aus. Da die Korngrösse unter 1 μ bei einer Temperatur von 25° in salzfreiem Wasser in 11 3/4 Tagen um 1 m sinkt, wurde den Tonen mit Ausnahme der Ablagerungen im Abschnitt A vermutlich vor der Absetzung das Wasser entzogen.

Die feinklastischen Sedimente sind wahrscheinlich in keinem Fall mehr vollständig vorhanden, weil ihre oberen Schichten nach Verdunstung des Wassers durch die Wärme zerrissen und sie entweder zwischen zwei Zyklen einer Deflation oder beim nächstfolgenden Wassereinbruch einer Erosion unterlagen. Die vollständig fehlenden Tonhorizonte sind in der nachfolgenden Liste und im Diagramm, Fig. 24 c zusammengestellt:

Abschnitt	Tiefe von — bis	Anzahl der Zyklen	fehlende Tonhorizonte	%
A	246,76—276,40 m	3	—	0
B/C	276,40—296,46	6	1	17
C	296,46—323,70	6	3	50
D	323,70—350,41	15	11	73
D/E	350,41—375,70	13	8	61
E	375,70—398,77	9	6	66
E/F	398,77—423,82	10	5	50
F/G	423,82—449,90	11	8	72
G	449,90—474,70	9	8	88
H/I	474,70—501,01	8	5	62
I	501,01—516,08	4	4	100

Tabelle und Diagramm zeigen zwischen 325,0 m und 516,1 m (vom oberen Teil des Abschnittes D bis I) sprunghafte Veränderungen, die sich zwischen 50 und 100 % fehlender Horizonte bewegen. Sie erreichen ihre grösste Prozentzahl in den Abschnitten G und I. Zwischen 325,0 m und 247,0 m (Abschnitt C, B, A) erfolgt eine gleichmässige Verminderung der fehlenden Horizonte. Die bei 325,0 m liegende Grenze zeigen auch Diagramm, Fig. 24 a, das die Anzahl der Schichtserien enthält, und Diagramm, Fig. 25, das die Mächtigkeit der Schichtserien aufweist. Vermutlich liegt schon in diesem Teil des Abschnittes C der Anfang zu einer Klimaänderung vor, die sich im Abschnitt B fortsetzt und im Abschnitt A verstärkt zum Ausdruck kommt. Es kann angenommen werden, dass in diesem letzten Abschnitt die Reste einer im Innern nahezu eingeebneten Felswüste aufgearbeitet wurden.

Die Profile im Abschnitt A enthalten:

	in Zyklus 1	2	3
Feinton, Grobton	5,3 m	2,6 m	15,0 m
toniger Sandstein	—	—	0,3
feinkörniger Sandstein	—	—	1,9
mittelkörniger Sandstein	2,4	0,3	1,4
grobkörniger Sandstein		—	0,2
Konglomerat	—	—	0,2
einleitende Arkose	—	—	0,1

Im Gegensatz zu den bisherigen Schichtserien dominiert der Ton mit 77 % gegenüber den grobklastischen Sedimenten. Sein Anteil unter 2 μ ist gross (34 %), wodurch er sich ebenfalls von den Tonen der übrigen Schichtserien unterscheidet. Das Profil von Zyklus 3 zeigt einen normalen Schichtenaufbau (1+2+3+4+5+7+8). Das Basalkonglomerat ist jedoch nur gering.

Die mächtige Tonschicht zeigt, dass das Wasser lange Zeit stagniert hat und in dieser Zeit nur Feinmaterial zugeführt wurde.

Zu einer Austrocknung ist es vermutlich nicht mehr gekommen. Es wird hier also schon annähernd das humide Klima des Rhät vorgelegen haben. Die geringmächtigen Sande der Zyklen 2 und 1 können abklingende Zufuhren oder zerfallene Felsreste sein.

Dieser Abschnitt A würde damit einen anderen Sedimentationsvorgang darstellen und von den unteren Sedimenten zu trennen sein (vgl. auch Troedsson 1942, S. 319).

Nachdem 59 Tonhorizonte durch Wind und fliessendes Wasser vollständig beseitigt worden waren, wurden die darunter befindlichen Schichten der tonigen Sande, bzw. Feinsande entweder zerstört (so bei den Zyklen 10, 19 b, 20 b, 27 b, 27 c, 28 b, 32 b, 32 c, 34 b, 36 b, 36 c, 43 c, 44 b, 49 b, 51 b, 51 c, 54 b, 59 b), oder in anderen Zyklen angegriffen. Diese Sande haben sich dem Relief der Felswüste entsprechend nirgends als Dünen abgelagert, sondern sind, je nach Windstärke verteilt, in die verschiedenen Talsysteme verweht worden, sodass damit das Fehlen jeglicher Dünen in diesem Gebiet erklärt werden kann.

Die Ablagerungen in einer Felswüste mit kompliziertem Tal- und Rinnensystem und lokalen Erosionsbasen machen es unmöglich, die Ergebnisse der Bohrung Klappe mit denen anderer Bohrungen in Nordwestschonen zu korrelieren. Die aufgezeigten Sedimentationsrhythmen sind rein lokaler Art. Die Konglomerate haben für eine Betrachtung in grösserem Zusammenhang nicht den Wert von Leithorizonten (Brotzen, S. 27). Es ist nicht einmal wahrscheinlich, dass die Anzahl der episodischen Regenfälle im gesamten Gebiet der Gebirgswüste gleich war und oft nicht einmal sicher, ob die Sedimente benachbarter Erosionsbasen gleichzeitig abgelagert worden sind.

Diesen Vorgang bei ähnlichen rezenten Ereignissen schildert Walther (S. 160): »Wenn der Ssel durch das eine Trockental braust, dann muss das Nachbartal vielleicht zehn Jahre warten, ehe dort ähnliche Fluten hindurchströmen, und wenn es in den höheren Regionen eines durch tektonische Störungen oder die aushebende Tätigkeit des Windes zergliederten Berglandes regnet, dann bleiben vielleicht die damit verbundenen Nachbargebiete trocken.»

Diese Worte erhellen die Sedimentationserscheinungen und -unterschiede, die im Gebiet der Kågerödsedimente Nordwestschonens möglich sein können. Mächtigkeit der Schichtserien, Sortierung, Abtragung durch Wind und fliessendes Wasser sind so sehr von Stärke und Umfang der atmosphärischen Vorgänge, vom Talsystem, von Lage und Veränderlichkeit der Erosionsbasen abhängig, dass sich nur in seltenen Fällen Übereinstimmungen zwischen den Ergebnissen verschiedener Bohrungen ergeben können, obwohl ähnliche Sedimentationsrhythmen auch in anderen Kågerödsedimenten Nordwestschonens vorkommen.

Zusammenfassung

Die aus Konglomeraten, bunten Arkosen, Sandsteinen und Tonen bestehenden Sedimente der Kågerödformation bedecken in Nordwestschonen in wechselnder Mächtigkeit auf dem Kambrosilur oder Archaikum liegend ein Gebiet von ca 1 600 qkm. Granulometrische Untersuchungen ergaben fluviatil auf kurzen Strecken transportiertes Material, dessen wenig sortierte Schichtserien jeweils in den unteren Lagen grobklastisch, in den oberen feinklastisch sind. Beide sind durch Übergänge verbunden. Die Sedimente stimmen petrographisch mit einem angrenzenden archaischen und kambrosilurischen Randgebirge mit Ganggesteinen überein. Verschiedene Merkmale lassen auf Insolation unter aridem oder extrem aridem Klima schliessen.

Die Sedimente der Bohrung von Klappe, die die Formation nicht vollständig durchteuft, bestehen aus mindestens 94 Schichtserien. Sie werden erklärt mit einem durch episodische, starke Regenfälle verursachten Transport von Insolationsschutt in einer Gebirgswüste, die sich südwestlich vom Randgebirge in einer Verwerfungszone befand. Die Sedimentation erfolgte in lokalen Erosionsbasen und deren Talsystemen. Die Erosionsbasen enthielten temporäre Seen mit geringen

Salzausblühungen. Durch Vereinigung verschiedener Basen kann sich der Salzgehalt steigern. Dünen sind der Felswüste entsprechend nirgends abgelagert worden. Die oberen mächtigen Schichtserien mit überwiegend tonigem Anteil bilden den Übergang zu den im humiden Klima erfolgten Ablagerungen des Rhät.

Dem Relief des Wüstengebirgslandes entsprechend ist eine Korrelation von Horizonten zwischen verschiedenen Bohrungen in diesem Gebiet Nordwestschonens nicht möglich, weil die Mächtigkeit der Schichtserien, die Sortierung des Materials und die auf die oberen Horizonte der Schichtserien einwirkende Deflation und Erosion von atmosphärischen Faktoren, vom Talsystem und von der Lage, Grösse und Veränderlichkeit der Erosionsbasen abhängen.

Literatur

Behrend, F. u. Berg, G.: Chemische Geologie. — Stuttgart 1927.

Blanck, E. u. Passarge, S.: Die chemische Verwitterung in der ägyptischen Wüste. — Hamburger Univ. Abhandl. a. d. Gebiet d. Auslandskunde, Reihe C Naturw. Nr. 6. Hamburg 1925.

Brotzen, F.: De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken. Del II. — S. G. U. Ser. C, Nr. 505, Stockholm 1950.

Erdmann, E.: Beskrifning till kartbladet »Helsingborg». — S. G. U. Ser. Aa. Nr. 74. Stockholm 1881.

Hadding, A.: The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. II. The Paleozoic and Mesozoic conglomerates of Sweden. III. The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden. — Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, Bd. 23, Nr. 5, 1927 und Bd. 25, Nr. 3, 1929.

Knetsch, G. u. Refai, E.: Über Wüstenverwitterung, Wüsten-Feinrelief und Denkmalzerfall in Ägypten. — Neues Jahrb. f. Geol. — Paläontol. Bd. 101, H. 2, S. 227—256. Stuttgart 1955.

Linck, G.: Über die dunkelen Rinden der Gesteine der Wüsten. — Jenaische Zeitschr. f. Naturwiss. Bd. 35, S. 329—336. Jena 1901.

Mac Gee, W. J.: On sheetflood erosion. — Bull. Geol. Soc. America, VIII, S. 87—112, 1897.

Nathorst, A. G.: Om förekomsten af kalcedonartad jaspis vid Ottarp i Skåne. — Geol. Fören. Förh., Bd., III, S. 167—169. Stockholm 1876.

Passarge, S.: Die geologische Wirkung des Windes. — In Salomon, W.: Grundzüge der Geologie, Bd. I, S. 653—711. Stuttgart 1924.

Troedsson, G. T.: Undersökning av möjligheten att erhålla grundvatten från Hälsingborgtraktens berggrund. — Hälsingborgs Stadsfullm. Handl. 25, 1934.

— Bidrag till kännedomen om kågerödsformationen i Skåne. — Geol. Fören. Förh., Bd. 64, S. 289—328. Stockholm 1942.

— On the Höganäs series of Sweden. — Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, Bd. 47, Nr. 1, 1951.

Walther, J.: Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. — Leipzig 1912.

MEDDELANDE
från
SVENSKA FÖRENINGEN FÖR LERFORSKNING

(Reports of Swedish Clay Research)

Nr 6

Oktober 1956

INNEHÅLL

Medlemsförteckning 504
R. C. MACKENZIE, Differential Thermal Analysis and its use in Soil-Clay Mineralogy 508
Vårmötet 1956 525

Autoreferat av föredrag vid vårmötet 1956 i Uppsala:

L. WIKLANDER, E. LOTSE och K. VAHTRAS, Mineralogiska och fysikalisk-kemiska undersökningar av lerfraktionen från odlade jordar 526
B. COLLINI, On the origin and formation of the Fennoscandian Quaternary clays 528
(Discussion) 535
S. ODÉN, Om bevätningsvärme hos ler och humus 536
E. ANDERSSON, Om oxalatmetoder och deras användning vid markstudier ... 552
R. C. MACKENZIE, Some unsolved problems in clay mineralogy 558
Notiser 560

Föreningens ändamål är att främja intresset för vetenskaplig utforskning av lerornas egenskaper och att sammanföra för detta syfte intresserade personer till föredrag och diskussioner angående gemensamma problem.

Inträde i föreningen kan vinnas av varje svensk person, som sysslar med lerforskning. Anmälan om inträde kan göras till någon av styrelsens medlemmar. Styrelsen må även efter därom gjord anhållan bevilja medlemskap åt utländsk forskare, som arbetar i överensstämmelse med föreningens syfte.

Medlemsavgiften är kr 5: — per år och kan inbetalas på postgiro 39 02 17, Svenska Föreningen för Lerforskning, Sv. Geol. Unders., Stockholm 50.

Till sekreteraren kan lämnas uppgifter om namn- och adressförändringar.

Styrelsen har följande sammansättning:

Ordförande: Civiling. Åke Grudemo, Cement- och Betonginst., Stockholm 70.

Sekreterare och tillika kassaförvaltare: Fil. lic. Ann Marie Byström, Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50.

Övriga ledamöter: Laborator Bengt Collini, Kungl. Lantbrukshögskolan, Uppsala 7., avd.-chef Folke Rengmark, Statens väginstitut, Stockholm Ö, civiling. Sten Odenstad, Statens geotekniska institut, Stockholm Ö, samt som suppleant fil. kand. Sven Fredén, Statens väginstitut, Stockholm Ö.

SVENSKA FÖRENINGEN FÖR LERFORSKNING

stiftad år 1948

Medlemmar den 1 okt. 1956

Korporativa medlemmar

Cement- och Betonglaboratoriet, Limhamn
AB Gustavsbergs Fabriker, Gustavsberg
AB Höganäsmetoder, Höganäs
AB Iföverken, Bromölla
Skövde Gasbetong AB, Skövde
Sveriges Tegelindustriförening u. p. a., Engelbrektsgatan 29, Stockholm Ö

Medlemmar

Alm, Knut, Fil. kand., Min. Inst., Stockholms Högskola, Kungstensgatan 45, Stockholm Va
Alskär, Åke, Ing. (Stockholms stads gatukontor), Ringvägen 131, Stockholm
Alte, Bo, Civiling. (Orrje & Co.), Tre Liljor 5, Stockholm Va
Andersson, Elisabet, Agr., Fru, Inst. f. marklära, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7
Andersson, Lennart, Civiling., Strå Kalkbruk, Stockholm
Andersson, Sigvard, Laborator, Inst. f. agronomisk hydroteknik, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7
André, Bertil, Byråing., Kungl. Väg- och Vattenbyggnadsstyrelsen, Rålambsvägen 3—5, Stockholm 12
Arnfelt, Harry, Fil. lic., Lab.ch., Statens väginstitut, Drottn. Kristinas väg 25, Stockholm Ö
Arrhenius, Gustaf, Fil. dr, Scripps Inst. of Oceanography, La Jolla, Calif., USA
Asklund, Bror, Fil. dr, Statsgeolog, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Asp, Rune, Ing. (SJ:s geotekniska avdeln.), Margaretavägen 10 A, Jakobsberg
Assarsson, Gunnar, Fil. dr, Laborator, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Back, Erik O., Civiling., AB Vägförbättringar, Fridhemsgatan 15, Stockholm K
Backlund, H. G., Professor, Kåbovägen 20, Uppsala
Bergfelt, Allan, Civiling., Konstruktionschef (Göteborgs hamn), Topeliusgatan 1, Göteborg S
Beskow, Gunnar, Professor, Geol. Inst., Chalmers, Gibraltargatan 5 A, Göteborg
Beyer, Martin, Fil. kand., Drottninggatan 55, Stockholm C
Bredegaard, Palle, Civiling., Porcelainfabriken Norden A/S, 95 Valby-Langgade, København-Valby, Danmark
Brotzen, Fritz, Dr. phil., Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Byström, Ann Marie, Fil. lic., Fru, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Bölau, E., Dr. phil., AB Höganäsmetoder, Höganäs
Cadling, Lyman, Ing., Statens geotekniska inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö
Caldenius, Carl, Docent, Konsulterande geolog (Geol. Inst. annex, Stockholms Högskola) Patrons väg 3, Saltsjö-Duvnäs
Collini, Bengt, Laborator, Inst. f. marklära, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7

Dahl, Eilif, Cand. real., Botanisk Institutt, Norges Landbrugshogskole, Vollebekk, Norge
Dahlgren, S.-E., Civiling., AB Gustavsbergs Fabriker, Gustavsberg
Dahlman, Bertil, Fil. lic., Geolog, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Danielsson, Ulf, Civiling., Cement- och Betonginstitutet, Drottn. Kristinas väg 26, Stockholm 70
von Eckermann, Harry, Professor, Edeby, Ripsa
Egnér, Hans, Laborator, Inst. f. allm. kemi, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7
Eklind, Åke, Assistent (Tegellab.), Artemisgatan 19 C, Hjorthagen
Eklund, Josef, Fil. dr, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Ekman, C. G., Civiling., Klostergatan 7—9, Örebro
Ekstedt, Åke, Ing., Statens väginstitut, Drottn. Kristinas väg 25, Stockholm Ö
Ekström, Gunnar, Fil. dr, Statsgeolog, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Enberg, Christer, Lab.ch., Tegellab., IVA:s Försöksstation, Drottn. Kristinas väg 45, Stockholm Ö
Engström, Nils, Civiling. (Skånska Cementgjuteriet AB), Ferievägen 60, Bromma
Enhus, Hans G., Ing. (Mälardalens Tegelbruk), Tvärvägen 21, Gustavsberg
Eriksson, Erik, Agr. lic., Karlsrogatan 83 A, Uppsala
Eriksson, Gösta, Fil. lic., Mineral.-geol. inst., S:t Eriks torg 3, Uppsala
Ewald, Lennart, Civiling., Reymersholms Gamla Industri AB, Hälsingborg
Fellenius, Bror, Byrådir., SJ:s geotekn. avd., Kungl. Järnvägsstyrelsen, Stockholm C
Flodin, Nils, Ing., Statens geotekn. inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö
Forslind, Erik, Docent, Inst. f. teor. kemi, Tekniska Högskolan, Stockholm 70
Fréden, Sven, Väggeolog, Statens väginstitut, Drottn. Kristinas väg 25, Stockholm Ö
Fredriksson, Kurt, Fil. kand., Vidargatan 3, Stockholm Va
Frismark, Olle, Ing., Lab.föreståndare, Iföverken, Bromölla 2
Fromm, Erik, Fil. lic., Statsgeolog, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Gandahl, Rune, Fil. lic., Förste väggeolog, Statens Väginstitut, Drottn. Kristinas väg 25, Stockholm Ö
Gavelin, Sven, Professor, Min. inst., Stockholms Högskola, Kungstensgatan 45, Stockholm Va
Graff-Petersen, Poul, Mag.scient., Universitetets Min.-Geol. Inst., Østervoldgade 7, København, Danmark
Grane, P. Olof, Direktör, Skövde Gasbetong AB, Box 78, Skövde
Grudemo, Åke, Civiling., Cement- och Betonginstitutet, Stockholm 70
Hagemann, Fredrik, Cand. mag., Geologisk Museum, Sarsgatan 1, Oslo, Norge
Hagerman, Tor, Fil. dr, Hagermans Konsultationsbyrå, Fack, Stockholm 26
Hallberg, S., Tekn. dr, Avd.ch., Statens Väginstitut, Drottn. Kristinas väg 25, Stockholm Ö
Hallgren, G., Professor, Inst. f. agr. hydroteknik, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7
Hallgren, Per-Anders, Civiling., Holmens Bruks och Fabriks AB, Norrköping
Hedin, Claes, Tekn. lic. (Mälardalens tegelbruk), Torsvikssvängen 56, Lidingö 1
Hedvall, J. A., Professor, Inst. f. silikatkemi, Chalmers, Gibraltargatan 5 J, Göteborg

Hellestam, Sigvard, Direktör, Reymersholms Gamla Industri AB, Hälsingborg
Hellman, Lars, Civiling., SJ:s geotekn. avdeln., Kungl. Järnvägsstyrelsen, Stockholm C
Hessland, Ivar, Professor, Geol. Inst., Stockholms Högskola, Kungstensgatan 45, Stockholm Va
Holm, H., Ing. (AB Silit), Claesborgs gård, Skövde
Hydén, Gunnar, Civiling., AB Rörstrands Porslinsfabriker, Lidköping
Håkanson, Per, Civiling., Cement- och Betonglab., Limhamn
Högberg, Erik, Fil. lic. (Skånska Cement AB), Korngränd 3, Älvsjö
Hökerberg, Tryggve, Civiling., Valkyriavägen 15, Djursholm
Hörnsten, Åke, Fil. kand., Mineral.-geol. inst., S:t Eriks torg 3, Uppsala
Ivarsson, Lennart, Ing., AB Höganäsmetoder, Höganäs
Jakobson, B., Civiling., Statens geotekn. inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö
Jensen, E., Mag. agron., Landbohøjskolens kemiske laboratorium, Bülows vej 13, København, Danmark
Järnefors, Björn, Fil. lic., Geolog, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Järse, Bengt, Fil. kand., Tjäderstigen, Perstorp
Kallstenius, Torsten, Civiling., Statens Geotekniska inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö
Karlsson, Rudolf, Ing., Statens Geotekniska inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö
Koczy, Fritz, Dr. phil. (Kungl. Fiskeristyrelsen), Box 1038, Göteborg 4
Kulling, Oskar, Fil. dr, Statsgeolog, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Landergren, Sture, Docent, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Larsson, Carl, Assistent, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Laurent, Gavonne, Fil. lic., Kem. lab., Telestyrelsens provningsanstalt, Stockholm 16
Leander, K., Ing., AB Höganäsmetoder, Höganäs
Leirnes, S., Siv. ing., Porsgrunds Porselænsfabrik, Porsgrund, Norge
Lilja, Nils, Civiling. (HSB:s Riksförbund), Vasaloppsvägen 102, Hägersten
Liljedahl, Yngve, Ing., Statens geotekniska inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö
Liljevall, A., Ing., AB Gustavsbergs Fabriker, Gustavsberg
Lindqvist, Bengt, Förste assistent, Mineral.-geol. inst., S:t Eriks torg 3, Uppsala
Lindskog, Göte, Civiling., Statens geotekn. inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö
Linnman, Gunnel, Fil. mag., Fru, Stormästarvägen 15, Lidingö 4
Ljung, Egil, Civiling., Vattenbyggnadsbyrån, Box 5038, Stockholm 5
Ljunggren, Pontus, Docent, Mineral.-geol. inst., Sölvegatan 13, Lund
Lotse, Erik, Agr., Inst. f. marklära, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7
Lundin, Sten Tore, Tekn. lic., Inst. f. teknisk oorg. kemi, Tekniska Högskolan, Stockholm 70
Lundqvist, Jan, Fil. lic., Geolog, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Lundström, Rune, Civiling. (Orrje & Co.), Gärdesvägen 22, Lidingö
Mars, K. E., Fil. kand., SJ:s geotekn. avd., Kungl. Järnvägsstyrelsen, Stockholm C
Marve, John, Civiling., Geotekniska byrån, Kungsgatan 9 A, Göteborg C
v. Matern, N., Övering., Statens väginstitut, Drottn. Kristinas väg 25, Stockholm Ö
Meier, O., Dr. phil., Sv. Diamantbergborrnings AB, Hamngatan 29, Sundbyberg

Mellis, Otto, Professor, Min. inst., Stockholms Högskola, Kungstensgatan 45, Stockholm Va
Merkelbach, Kurt, Direktör, Uppsala-Ekeby AB, Ekebybruk
Mertz, Ellen-Louise, Geotekniker, Fru, Ordrup, Jagtvei 44 a, Charlottenlund, Danmark
Moberg, Martin, Ing., Vattenfalllsstyrelsen, Vällingbyplan 12, Stockholm-Vällingby
Mohrén, Erik, Statsgeolog, Sveriges Geol. Unders., Stockholm 50
Morfeldt, Carl-Olof, Assistent, Inst. f. allm. geologi, Tekniska Högskolan, Stockholm 70
Moum, J., Assistent, Norges geotekniske inst., Blindern, Oslo, Norge
Nordgren, Harry, Civiling., AB Gusravsbergs Fabriker, Gustavsberg
Norin, Erik, Professor, Mineral.-geol. inst., S:t Eriks torg 3, Uppsala
Norin, Rolf, Fil. dr, AB Höganäsmetoder, Höganäs
Nylander, Sven Ö., Civiling. (Vattenfallsstyrelsen), Stopvägen 60, Bromma
Odemark, Nils, Civiling., Avd.ch., Statens väginstitut, Drottn. Kristinas väg 25, Stockholm Ö
Odén, Svante, T. f. förste ass., Inst. f. marklära, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7
Odenstad, Sten, Civiling., Statens geotekn. inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö
Olhagen, Arne, Civiling., Hertig Karls gata 7 C, Mariestad
Olsson, John, Civiling., Tre Liljor 1, Stockholm Va
Olsson, Olof, Ing., Terrängvägen 1, Hägersten
Persson, Gösta, Civiling. (Ifö verken), Ivögatan 23, Bromölla
Peterson, Olle, Civiling., Cement- och Betonglaboratoriet, Limhamn
Rengmark, Folke, Fil. lic., Avd.ch., Statens väginstitut, Drottn. Kristinas väg 25, Stockholm Ö
Rosenqvist, Ivan Th., Professor, Norsk Geoteknisk Inst., Blindern, Oslo, Norge
Rynninger, Roland, Ing. (AB Atomenergi), Odengatan 104, Stockholm Va
Saare, Erik, Fil. lic., Artillerigatan 93, Stockholm Ö
Sahlberg, Olof, Civiling. (Stockholms Stads Gatukontor, Geotekn. avd.), Bodalsvägen 11, Lidingö
Sandegren, Erik, Civiling. (SJ:s geotekn. avdeln.), Kräftvägen 11, Lidingö 1
Sandford, Folke, Docent (Inst. f. silikatkemisk forskn., Chalmers), Richertsgatan 16, Göteborg
Santesson, Torkel, Ing., Ab Siporex, Södertälje
Selmer-Olsen, R., Amanuensis, Geol. Inst., Norges tekniske høgskole, Trondheim, Norge
Silfverberg, Lennart, Lektor, Läroverksvägen 46, Lidingö 1
Simonsson, Lennart, Civiling., IVA, Stockholm 5
Skärblom, Karl-Ivar, Laborator, Försvarets forskningsanstalt, Box 403, Sundbyberg 4
Soveri, U., Fil. dr, Väg- och Vattenbyggnadsstyrelsen, S. Esplanadgatan 4, Helsingfors, Finland
Steger, Walter, Professor, AB Gustavsbergs Fabriker, Gustavsberg
Ström, Eric, Byråing., Byggnads- och underhållsbyrån, Väg- och Vattenbyggnadsstyrelsen, Rålambsvägen 3—5, Stockholm K
Ståhlberg, Sten, Agronom, Analyslaboratoriet, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7
Sundius, Nils, Fil. dr, Min. avd., Riksmuseet, Stockholm 50
Söderblom, R., Fil. stud., Statens geotekn. inst., Narvavägen 25, Stockholm Ö

Tamm, Olof, Professor, Skogshögskolan, Experimentalfältet
Troedsson, T., Fil. dr, Skogshögskolan, Experimentalfältet
Unmack, Augusta, Civiling., Kungl. Landbohøiskolen, Bülows vej 13, København, Danmark
Ulfstedt, L. T., Diploming., Internat. Siporex AB, Södertälje 2
Wager, O., Ing., Statens Geotekniska Inst., Narvavägen 25, Stockholm
Vahtras, Kaarel, Agr. lic. (Inst. f. marklära, Lantbrukshögskolan), Ymergatan 17 E, Uppsala
Wastesson, A., Ing., Cement- och Betonginstitutet, Drottn. Kristinas väg 26, Stockholm 70
Wickman, Frans E., Professor, Riksmuseet, Stockholm 50
Wiklander, Lambert, Professor, Inst. f. marklära, Lantbrukshögskolan, Uppsala 7
Vinther, E. Heikel, Civiling., Porcelainfabr. Norden A/S, Valby Langgade 95, København-Valby, Danmark
Ydrén, N.-E., Övering., AB Rörstrands Porslinsfabriker, Lidköping
Öberg, Kurt, Ing., Cement- och Betonginst., Drottn. Kristinas väg 26, Stockholm 70

Summa 148 medlemmar

Differential Thermal Analysis and its use in Soil-Clay Mineralogy[1]

By

Robert C. Mackenzie[2]

At first sight differential thermal analysis seems a most promising method for the investigation of mineralogical problems, and its inherent simplicity and rapidity (determinations normally take only about 100 minutes), together with the apparent cheapness of the apparatus, have led to its very wide and almost indiscriminate use over the last few years. It has consequently on occasion been applied to problems outwith its scope, and because it did not then yield useful results it has by some been dismissed as useless. Although such adverse criticism has had repercussions upon the development of the method temporarily, yet the long-term effects have been beneficial, since the limits to the applicability of the method have gradually become more clearly defined.

Limitations of the Method.

The causes of adverse criticism deserve some consideration and may be considered under three main headings: apparatus, technique, and minerals.

---

[1] Lecture given to the Swedish Society for Clay Research, Stockholm 28/11 1955.
[2] The Macaulay Inst. for Soil Research, Aberdeen, Scotland.

Apparatus. Basically the method requires a specimen holder for the sample and inert material, a suitable furnace, and a thermocouple system arranged in such a way that the difference temperature (ΔT) and the sample, or inert material, temperature (T) may be observed. The ΔT/T curve should then be interpretable in terms of the minerals present. This is not, however, the whole story, and much adverse criticism has arisen from those who have used too simple a form of apparatus. Thus, for any serious work it is essential that the rate of temperature increase over the the range used (normally, room temperature to 1 000° C) be reproducible (Grimshaw, Heaton & Roberts, 1945), but it is by no means essential, although for many reasons it may be desirable, that it be uniform over the whole range. With simple apparatus reproducibility is difficult to attain. Supply of a fixed voltage or fixed current to the apparatus does not ensure absolute reproducibility because of such factors as ageing of the furnace winding and although one can, theoretically at least, stand beside the apparatus and by means of, say, an autotransformer keep the furnace temperature rigidly to a predetermined cycle, this is too laborious for routine work and is liable to subjective errors. Most modern types of apparatus, therefore, are operated on the programme control basis, but it should be stressed that use of programme control does not necessarily ensure great accuracy, since rather peculiar spurious effects can arise if the apparatus is badly designed. The on-off type of control is particularly liable to give such spurious effects if a metal block is used or if the thermocouples in a ceramic block are earthed. Such effects normally occur only at higher temperatures (usually above 600° C) and may be avoided by proper design, such as insertion round the specimen holder of an earthed cylinder of metal foil (Pask, 1953), or by leaving the thermocouples at a floating potential. Use of fully floating proportional control should be ideal, but might prove rather expensive, and, from our experience at the Macaulay Institute, a straightforward programme control arrangement, provided it is properly designed, should give adequate accuracy for most work as well as enabling one to employ a uniform rate of temperature increase.

Technique. Many difficulties arise from the empirical nature of the method. The peak temperature, which is normally used as a basis for reporting differential thermal results, as well as for identification, is rather a variable factor, depending as it does upon rate of heating, size of specimen, packing of specimen, type of specimen holder, etc. Results obtained on one apparatus are thus not strictly comparable with those obtained upon another unless one has considerable knowledge of curves for the same samples run on the two apparatuses. The temperature of the commencement of the peak is obviously much less susceptible to alteration with experimental factors and should physically be the temperature quoted for any reaction. It is, however, normally incapable of being measured as the curve departs from the base-line so very gradually that the actual point of departure is indeterminate. Murray & Fischer (1951) have attempted to overcome this by using the point at which a line at 45° to the base-line becomes tangential to the commencement of the peak; they call this the »characteristic temperature». In spite of the possibilities of variation depending upon sensitivity of recording of the curve and some other factors, this »characteristic temperature» should strictly be less variable and therefore preferable to peak temperature; that it has not so far received much attention may be due to the rather obscure publications in which it has been used (e. g. Murray, Fisher, and Shade, 1951).

In general, however, each apparatus has to be carefully calibrated for the minerals expected to be in the samples under investigation. That the peak temperature for an endothermic reaction is lower the smaller the amount of active material present may be partially compensated for, although not eliminated, by the use of the temperature of the sample, rather than that of the inert, at the peak (Grimshaw, Heaton & Roberts, 1945).

Minerals. Variations occurring in the minerals themselves may frequently have serious effects. Thus although certain kandites[1], such as kaolinite or halloysite, are characterized by a large endothermic peak at 550—600° C and a sharp exothermic one at about 1 000° C, some ball clays and fireclays may show only an ill-defined hump in place of the exothermic peak. In spite of this, however, kandites can easily be detected in quantities of less than 5 % on differential thermal curves. The variations in the micas and smectites are much more serious, and unless one can use subsidiary features of the curve (such as the hygroscopic moisture peak) as the basis of a guess it is quite impossible sometimes to distinguish them. The curves reproduced in Fig. 1 illustrate this point: the variations in curves for these minerals are not due to differences in constitution or composition but seem rather to be due to order-disorder phenomena (Cole, 1955). The fact that the hygroscopic moisture peak is larger for smectites than for micas is not always diagnostic, since the presence of amorphous material may upset the relationships.

Mineral identification from straightforward differential thermal curves is thus usually very difficult and frequently impossible except in isolated instances.

---

[1] The nomenclature used is that of G. Brown, Clay Min. Bull., 1955, 2, 294.

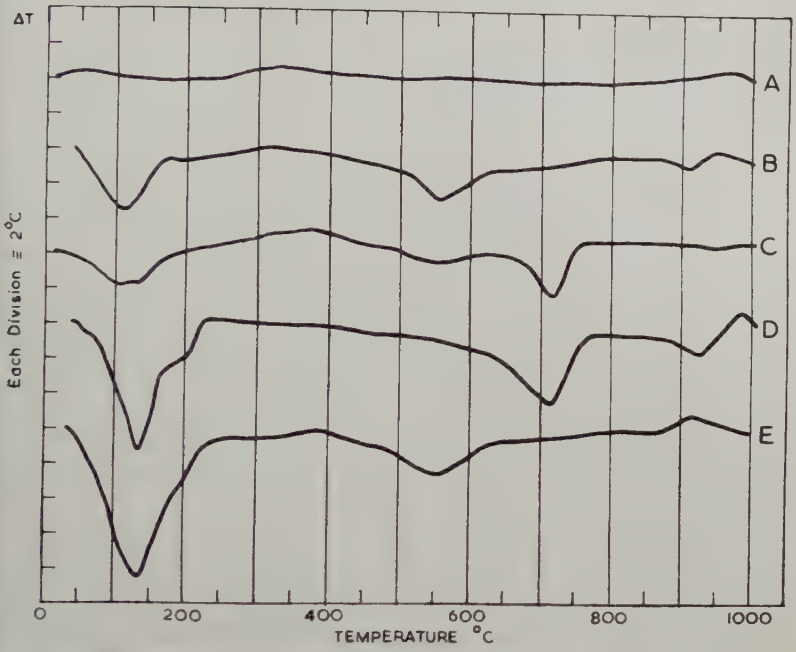


Fig. 1. Differential thermal curves for: *A* — muscovite, Goshen, Massachussets, U. S. A.; *B* — normal illite, Fithian, Illinois, U. S. A.; *C* — abnormal illite, Ballater, Aberdeenshire, Scotland; *D* — normal montmorillonite, Wyoming, U. S. A.; *E* — abnormal montmorillonite, Woburn, England. (After Mackenzie, 1956 a.)

Quantitative Estimation.

The assessment of the amounts of minerals present is perhaps somewhat easier — but not much. It was early observed that the area under a peak was proportional to the amount of reactant present, but the theory has only recently been worked out. Speil (1945), Vold (1949), Arens (1951), Smyth (1951), Soulé (1952), Eriksson (1953) and others made valuable contributions to this end but the most complete theory is that developed in detail by Sewell (1952, 1953, 1955). This theory shows, in general, that, under certain conditions which are quite capable of practical attainment, the area under a peak measured in °C · min. should be strictly proportional to the amount of heat involved in a reaction irrespective of whether the peak is long and sharp or broad and shallow. Sewell's theory also enables one to calculate with reasonable accuracy the peak temperatures which should be obtained in various apparatuses from readily available data such as type of specimen holder, size of sample, rate of temperature increase, etc. The proportionality of area to amount of mineral present is thus now well-established. One difficulty does arise, however, in that the areas for, say, two montmorillonites giving peaks at different temperatures are not necessarily identical and it is therefore necessary for quantitative work to know the area given by the pure mineral identical to that under investigation. For some groups of minerals, e. g. the kaolin minerals, this limitation is not drastic since the areas for the two most commonly-encountered members are similar, but for others, e. g. micas and smectites, the limitation is considerable.

Other difficulties arise when the peaks overlap completely, as illite and kaolinite normally do. In such circumstances it is occasionally possible to make allowances for one member — e. g. normal illite gives a peak about 15 % of the size of that for kaolinite — but estimates then are liable to greater error. Partially overlapping peaks, on the other hand — e. g. gibbsite and goethite — may be accurately assessed in the presence of each other. A method for the resolution of such peaks has been proposed by Berg (1945).

Advantages of the Method.

Although, with such a formidable list of limitations, it is pertinent to ask how the method can be of any practical value, nevertheless it does have a wide range of applicability and it is fitting to deal with this here.

The most important advantage of the technique is that it gives information which may not readily be obtained by any other method. For example, an illite which gives a peak at 700° C (Mackenzie, Walker & Hart, 1949) must be very different from one giving a peak at 550° C and yet their X-ray patterns are, so far as one can tell, identical. Consequently, differences in behaviour, which would be extremely difficult to explain on the basis of X-ray evidence alone, may be traced to something quite definite.

Another advantage is to be found in quantitative work. In spite of the limitations as regards quantitative work described above, it is found that the determination of the amount of kandites in soil clays is quite readily made to the nearest 5 %, an accuracy quite adequate for most purposes and one obtained more readily and rapidly by differential thermal analysis than by any other method. Occasionally, it is difficult to make quantitative determinations for the top two layers, an observation which may be connected with the presence of organic matter. Despite this, however, if the suite of minerals present in a soil clay is known, say, by a combination of X-ray and differential thermal methods, then the variations in amount of the various minerals down the profile may often be readily followed by differential thermal analysis.

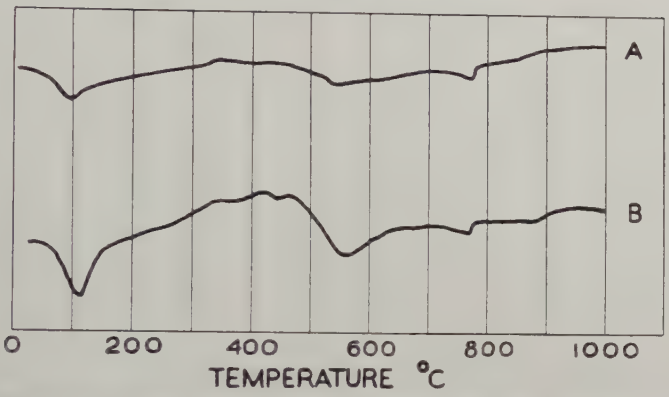


Fig. 2. Differential thermal curves for two Jurassic clays from Banffshire, Scotland, showing the small peak at 770° C indicative of about 3 % calcite.

Thus X-ray examination, which is more time-consuming need not be carried out on all samples, but only on selected ones.

One important advantage of the method over X-ray examination is that it is not confined to crystalline compounds, but can also detect and measure the amount of amorphous constituents present — e. g. amorphous iron oxide gels give quite distinctive peaks (Mackenzie, 1949, 1952 *a*). Sometimes too the presence of amorphous alumina or silica gels is revealed by the presence of large low-temperature hygroscopic moisture peaks in the absence of smectites. Trace amounts of certain crystalline materials may also be readily detected, however. For example, gibbsite, goethite, and calcite may be detected in amounts of 1 % or less — i. e. in quantities which, unless the X-ray film is vastly over-exposed, might easily be missed. The small amounts of calcite revealed by the peaks at 770° C on the curves for Jurassic clays in Fig. 2 were not observed from the X-ray pattern.

In structural determinations even, the method may be of use since it can rapidly give information upon temperatures at which reactions occur and, therefore, can inform the investigator as to what temperature it is necessary to heat a sample for a change to occur. The thermal reactions may thus be of considerable interest on their own account.

In addition to the above advantages which show how the method is really complementary to X-ray examination, certain recent developments have shown that it is in fact possible to make positive mineral identification by differential thermal analysis alone, provided the sample is suitably pretreated. For example, gibbsite and goethite peaks sometimes completely overlap since the goethite peak is sensitive to

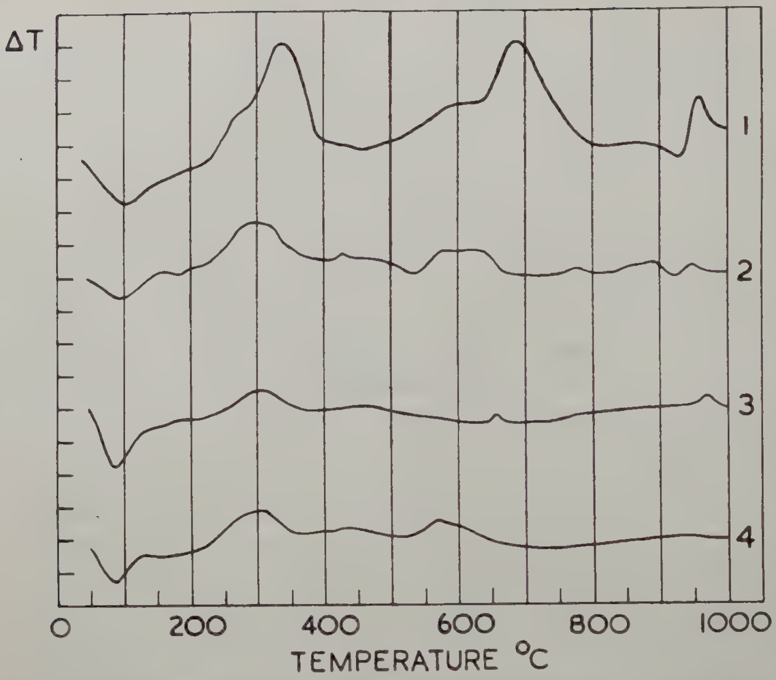


Fig. 3. Differential thermal curves for piperidine-treated clays: 1 — montmorillonite (Wyoming, U. S. A.); 2 — illite (Fithian, Illinois, U. S. A.); 3 — allophane (Oya, Japan); 4 — clay from rendzina (Monte Serrasanta, Italy). Curves 3 and 4 for samples diluted to 50 % with inert material.

particle-size variation but the gibbsite one is not: thus, a peak in the gibbsite region may be due to gibbsite alone, to fine-grained goethite alone, or to a mixture of the two. Muñoz Taboadela (1953) has shown that treatment with NaOH can dissolve gibbsite and, consequently, if the treated sample is again analyzed, the absence or presence of a peak indicates gibbsite or goethite, respectively. Similarly, the ion-saturation and heating techniques of Greene-Kelly (1953) may be useful in smectite identification as may be the piperidine-treatment technique of Allaway (1949), which has been extended to allophane by Sudo (1954). Typical curves for piperidine-treated samples are shown in Fig. 3. In the next few years the development of even more techniques to make differential thermal curves diagnostic can be looked for, and the method can therefore be expected to develop increasingly as a tool for identification.

Application to Soil Clays.

At the Macaulay Institute for Soil Research the method has been applied extensively, in conjunction with X-ray examination, to the

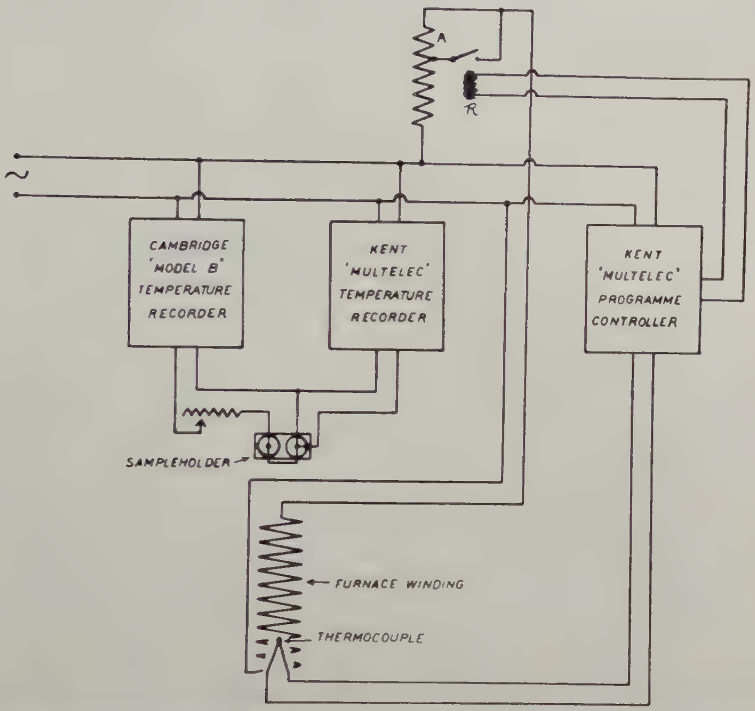

A
R
~
CAMBRIDGE 'MODEL B' TEMPERATURE RECORDER
KENT 'MULTELEC' TEMPERATURE RECORDER
KENT 'MULTELEC' PROGRAMME CONTROLLER
SAMPLEHOLDER
FURNACE WINDING
THERMOCOUPLE

Fig. 4. Diagrammatic sketch of the circuit of the Macaulay Institute differential thermal analysis apparatus.

study of soil clays. Before describing any of the results a few notes on the apparatus and technique seem appropriate.

The Macaulay Institute apparatus has already been fully described (Mackenzie, 1952 b). It is completely automatic and the basic circuit is diagrammatically shown in Fig. 4. The Roberts' thermocouple system, with one two-wire and one three-wire junction enables simultaneous determination of both the differential temperature and the temperature at the centre of the sample. Specimens of 0,2 g in a sintered alumina specimen holder in a ceramic block are used. The recorder for the sample temperature trace is potentiometric, so as not to upset the ΔT record. A resistance box in the ΔT circuit serves to cut down the deflection should it be too large. The rate of temperature increase is controlled from a thermocouple outside the block but inside the furnace core, and is such that the temperature at the centre of the inert material increases at 10° C/min. over the range room temperature to 1 000° C. Control is effected by the relay *R* cutting in or out the extra resistance *A* as necessary and is excellent in so far as there is no hunting at the centre of the inert material.

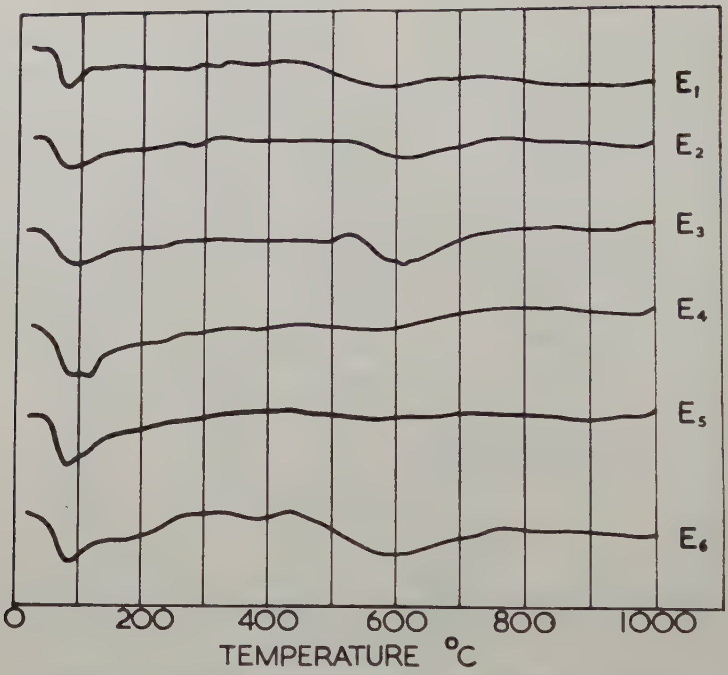


Fig. 5. Differential thermal curves for some Swedish soil clays.

All clay samples are separated by sedimentation after dispersion with ammonia, the organic matter is removed by H_2O_2, and the samples equilibrated at 56 % relative humidity before determination (Mackenzie, 1956 *b*).

Curves for various minerals as determined on this apparatus and with this pretreatment have been previously published (Mackenzie, 1951) and need no reproduction here. Suffice it to say that some minerals when present in clays seem to differ from the same type of mineral in macro form; thus, clays containing quite high amounts of chlorite do not show large characteristic peaks such as those given by pennine. Also it has never been possible to detect vermiculite on a soil-clay curve. Whether these differences are due to fundamental variations or are merely attributes of very fine particle size is at present uncertain.

Examination of a large number of soil clays suggests that the differential thermal curve may be used almost as an index of weathering. Thus, where weathering has been slight, as for the Swedish clays for which curves are shown in Fig. 5, the curve departs little from a straight line and is virtually impossible of interpretation; these clays are in fact

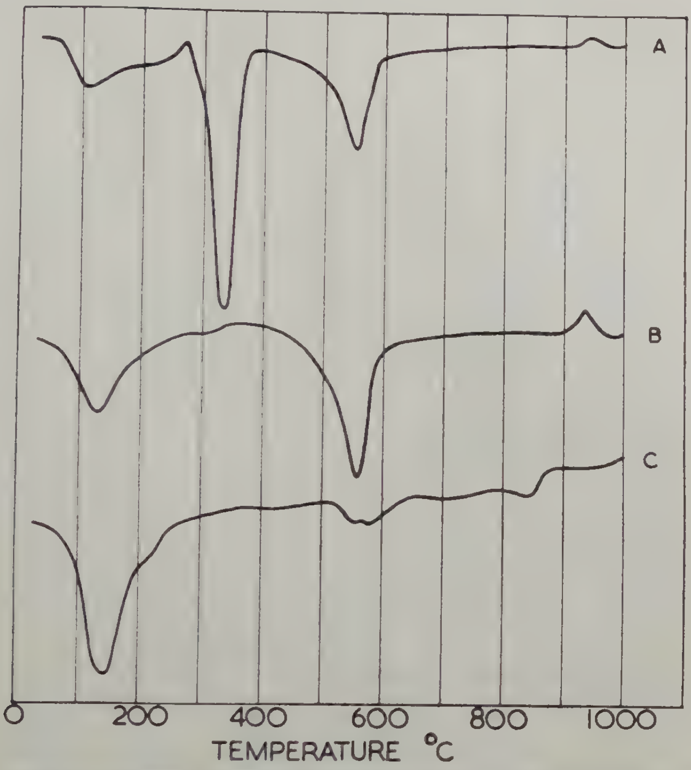


Fig. 6. Differential thermal curves for clay fractions of: *A* — Red Earth, Nilgiri, India *B* — Black Cotton Soil, Africa; *C* — Black Cotton Soil, India.

highly micaceous. In sharp distinction to these the curves shown in Fig. 6 for soil-clays from tropical regions are quite distinctive and individual minerals can be readily recognized. The clay from a Red Earth from India (Curve A) consists of gibbsite, goethite (fine-grained and giving a peak additive with gibbsite) and a kandite (probably Brindley's »fireclay mineral»). The clay from a black cotton soil from Africa (Curve B) consists mainly of kandite (again apparently »fireclay mineral») while the clay from a black cotton soil from India contains montmorillonite with a trace (< 5 %) of kandite. The last two curves, incidentally, admirably illustrate the fact that all soils of one type need not have the same clay mineralogy.

Scottish soil clays are somewhat intermediate between the arctic and tropical types and yield moderately diagnostic curves. They contain predominantly hydrous micas but invariably contain some kandite. Other minerals frequently present are smectites, vermiculite, chlorite, and common accessories are haematite, ferric oxide gel, and

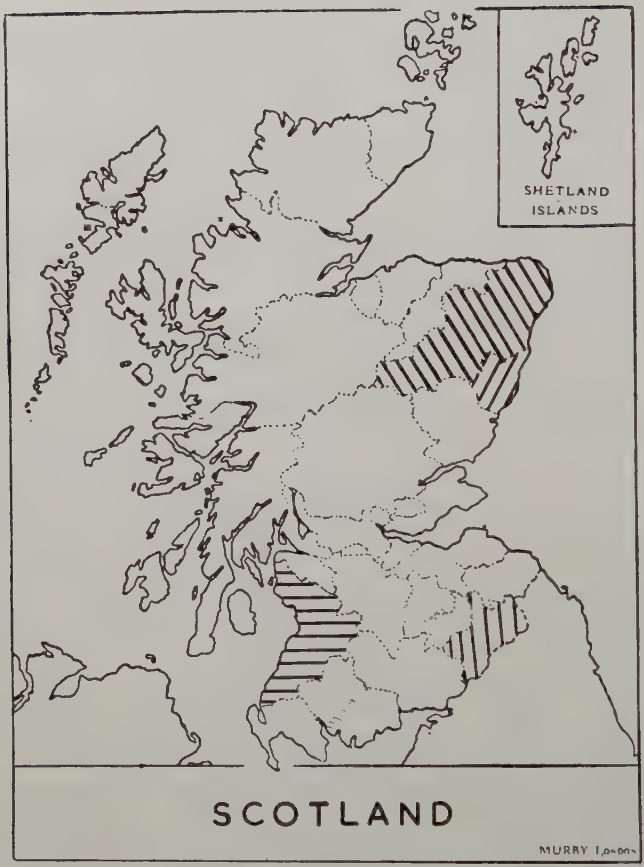


Fig. 7. Sketch map of Scotland; counties for which detailed soil-clay data are available are shaded: ▧ — Aberdeenshire; ▨ — Kincardineshire; ▤ — Ayrshire; ▥ — Roxburghshire.

quartz. Gibbsite, goethite, and lepidocrocite generally only occur in traces if at all.

Clays from a large number of profiles selected by the Soil Survey of Scotland as representative of various mapping units have now been examined in a routine manner, and the type of information which may be gleaned from curves for such clays is best illustrated by reproducing and discussing some of particular interest. It is customary, if possible, to examine one naturally freely-drained and one naturally poorly-drained soil from neighbouring sites on the same parent material and the following diagrams all show, normally, such »comparative pairs», *P* indicating the freely-drained and *PH* the poorly-drained member (*HP* indicates a very wet soil). Four areas in Scotland have so far been

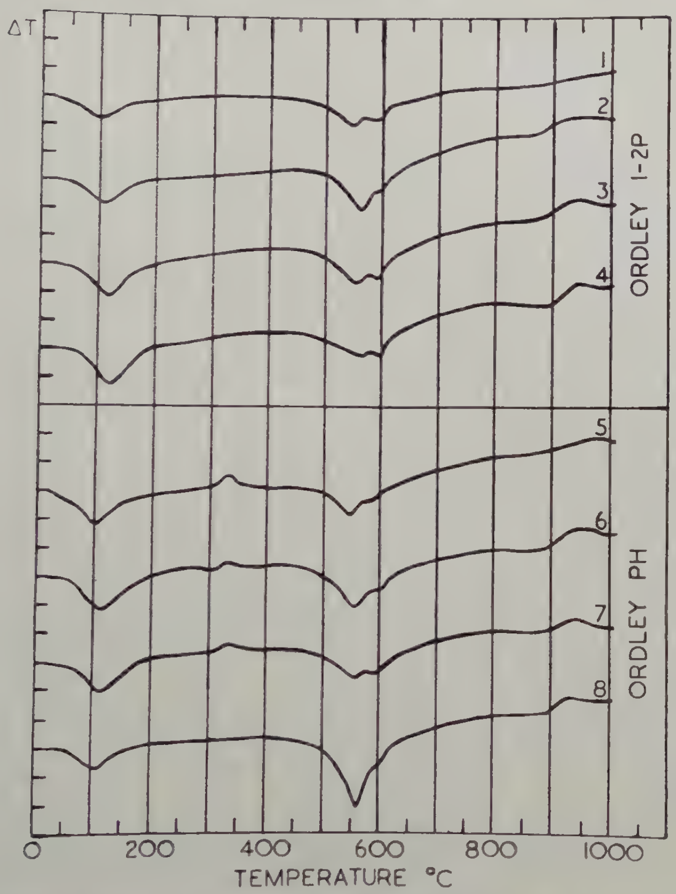


Fig. 8. Differential thermal curves for clays from freely-drained (*P*) and poorly-drained (*PH*) profiles developed upon till derived from Old Red Sandstone sediments, Ordley, Aberdeenshire, Scotland.

examined; these (shaded on the sketch map in Fig. 7) are Aberdeenshire (granite, basic igneous, pre-Cambrian gneiss, schist and slate, Old Red Sandstone), Kincardineshire (O. R. S., some lavas), Roxburghshire (Silurian and Ordovician mudstones and greywackes, O. R. S., igneous) and Ayrshire (Carboniferous, O. R. S., igneous).

The Old Red Sandstone System occurs in all these areas and it is noteworthy that all soil-clays developed on such parent material so far examined give the same type of differential thermal curve (Fig. 8). The two peaks are due to kandite and to illite and the reason for separation is that the illite peak for some reason occurs at 580—600° C in place of the usual 550° C. X-ray evidence shows only a normal diocta-

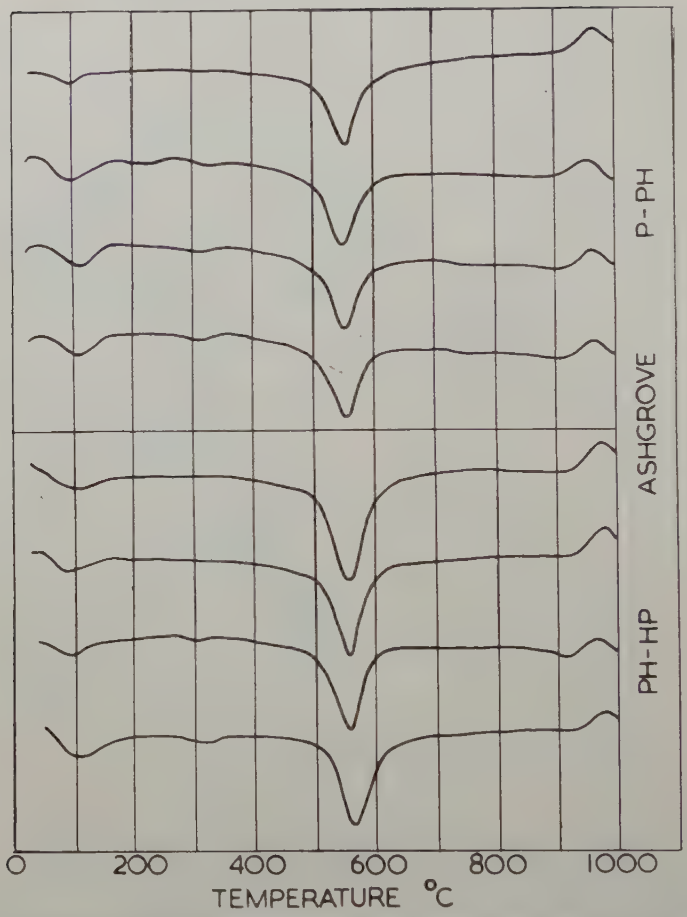


Fig. 9. Differential thermal curves for clays from profiles with impeded (*P—PH*) and very poor (*PH—HP*) drainage developed upon till derived from Carboniferous shales and sandstones, Ayrshire, Scotland.

hedral illite, so this is an instance where knowledge obtained from the differential thermal curve is additive to that obtained from X-ray examination. The reason for the high peak temperature of illite is not known, but since the same mineral has been found to occur in the parent rock its formation is not a contemporary pedological phenomenon. It has not been found in soil clays from any other geological formation so far investigated. Variation in amounts of the two minerals with depth is also well illustrated by these curves: in the freely-drained profile the kandite concentration increases towards the second horizon, in the poorly-drained it increases with depth. Ferric oxide gel (exother-

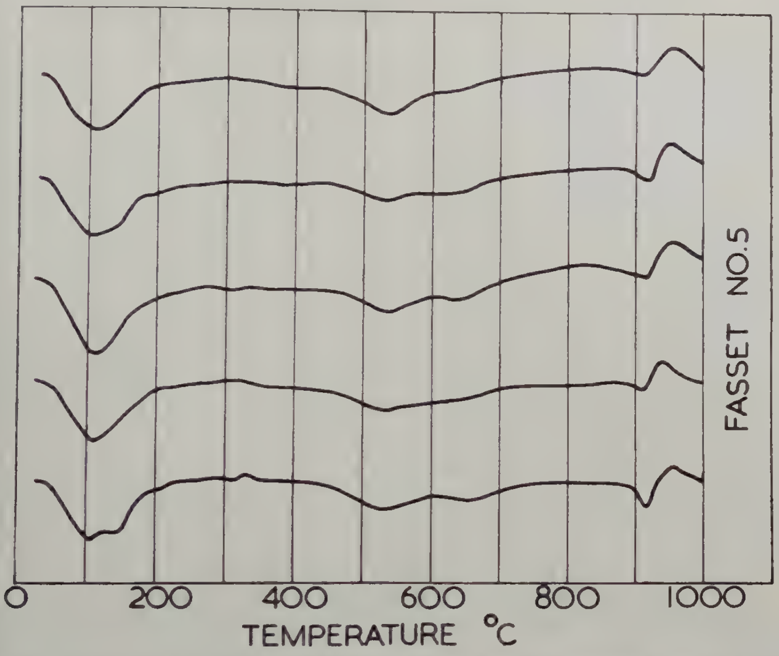


Fig. 10. Differential thermal curves for clays from a profile developed upon till derived from andesitic lavas of Old Red Sandstone age, Fasset, Roxburghshire, Scotland.

mic peak at 345° C) is present in the upper layers of the poorly-drained profile. From X-ray evidence vermiculite is known to be present in the lowest layer of the poorly-drained soil, but is not visible on the differential curve. The maximum kandite concentration in the *P* soil is about 15 %, in the *PH* soil about 25 %.

Soil clays derived from shales and slates have surprisingly high kandite contents, particularly under poorly-drained conditions. For example, Carboniferous sediments in Ayrshire have yielded soil clays giving the curves shown in Fig. 9. In the wet soil (*PH*—*HP*) the kaolinite content decreases with depth and the other mineral present is, of course, illite. A little goethite (peak at about 300° C) appears in certain layers. The curves for soil-clays from pre-Cambrian slate are not dissimilar to those reproduced, allowing for a smaller kandite content (a maximum of 20 % compared with 55 %), and although the illite present is trioctahedral it still appears to give a peak additive with the kandite one.

Soil-clays from acid igneous and basic igneous parent materials give ather unexciting curves, with one possible exception. Acid igneous materials yield highly illitic soil clays — in spite of the text-book equation of felspar weathering to kaolinite; basic igneous soils give large amounts of illite and smectite, but the curves are difficult to interpret since all the peaks normally are additive at about 550° C and even determination of kandite is subject to error because of the large, generally unknown, allowances which must be made for the illite and smectite peaks. The presence of smectite can sometimes, but not always, be deduced from the size of the hygroscopic moisture peak. Vermiculite occurs in soils on acid igneous material, but has never been identified from the differential thermal curve. However, the bottom layers of the wet soils on basic igneous materials are frequently of interest as they may contain large amounts of ferric oxide gel which can readily be detected by the exothermic peak at about 345° C on the differential thermal curve, but which, being amorphous, cannot be detected by X-ray examination.

A smectite rather different from the usual type in our soil clays appears to occur in some soils derived from O. R. S. andesitic lavas, the peak being quite visible at about 650° C; it is thus practically of the normal montmorillonite type. The variation from about 10 % to about 20 % down the profile can be clearly seen in Fig. 10. The clays are otherwise highly illitic and reminiscent of the Swedish clays (Fig. 5). The kandite content is about 10—20 %. Differences between the smectites in these clays is not obvious from X-ray evidence alone.

The fact that the chlorite in many soil clays cannot be identical with the macro material is well illustrated in Fig. 11 where curves for a Silurian greywacke (Curve 2), for the clay fraction of this greywacke (Curve 3), for various weathering stages of greywacke and mudstone (Curves 4—8), and for some soil clays derived from them (Curves 9—11) are shown. These are all reasonably high in chlorite (20—40 %) and yet the large chlorite peaks are nowhere in evidence. The maximum amount of kandite in these clays is 15 % and the illite content varies from 20—50 %. It is interesting to note that the first stage of weathering of the mudstone is the disappearance of calcite (compare Curves 2 and 4). Curve 1 is merely a standard curve for 10 % calcite. Geologically, the apparent richness of Carboniferous sediments in kandite and the apparent paucity of this mineral in Silurian and Ordovician sediments is of interest.

In contrast to Silurian soil-clays, those derived from serpentine give very characteristic curves (Fig. 12), showing large amounts of antigorite, at least in the surface-layers of freely-drained soils. Illite and smectite increase as antigorite decreases. Ferric oxide gel occurs in several layers. The first curve shows only calcium oxalate which was

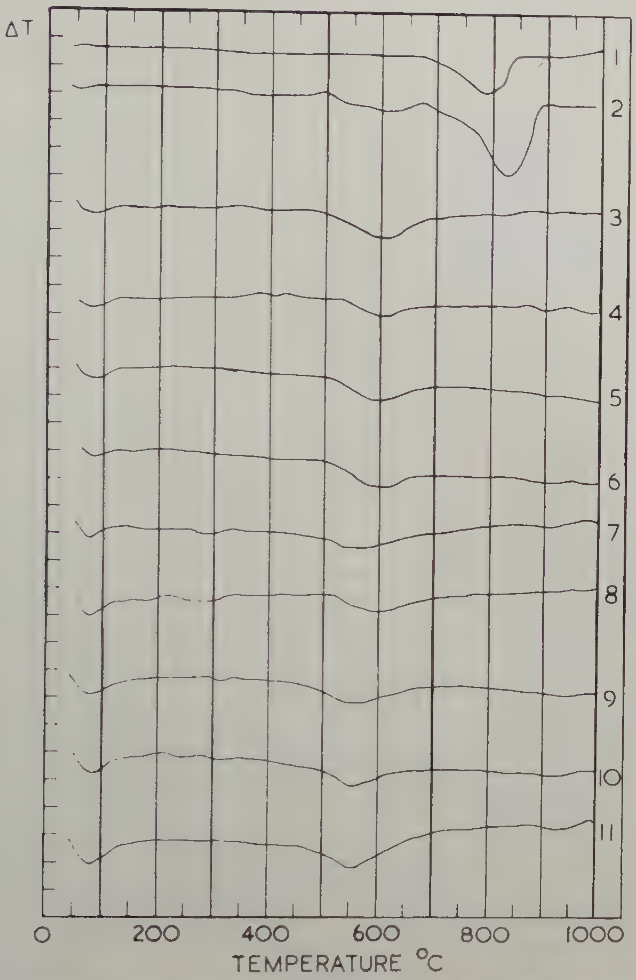


Fig. 11. Differential thermal curves for: 1 — 10 % calcite; 2 — fresh greywacke (total rock); 3 — clay fraction of fresh greywacke; 4—8 — various weathering stages of greywacke and mudstone (total rock); 9—11 — soil clays developed upon till derived from greywacke and mudstone. All samples from Woo Law, Roxburghshire, Scotland. Small peak at 615° C appears to be that due to chlorite; clay giving curve 8 contains 30 %.

accidently formed during peroxidation of the soil-clay in the presence of Ca^{2+}.

This rapid survey gives some idea of the type of information obtainable by differential thermal analysis, and is indicative of how the data it provides is supplementary to that obtained by X-ray examination. In conclusion, therefore, I should merely like to make two additional observations. The first is that fractionation of a clay into different

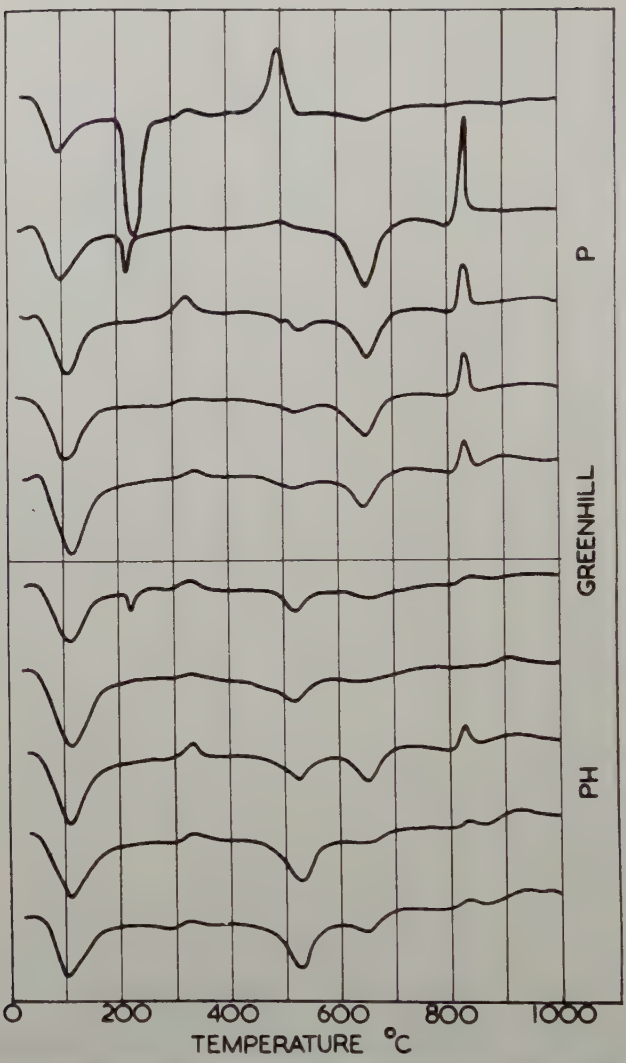


Fig. 12. Differential thermal curves for clays from freely-drained (*P*) and poorly-drained (*PH*) profiles developed upon till derived from serpentine, Greenhill, Aberdeenshire, Scotland.

particle size ranges can frequently give information additional to that obtainable from a normal curve. For example, ferric oxide gel is usually concentrated in the fine fraction and it has been noted that when a coarse fraction of a clay contains goethite and the fine fraction of the same clay contains ferric oxide gel the exothermic peak of one may cancel out the endothermic of the other so that no peak is visible on the curve for the total clay and both minerals would be missed. Alternatively, certain minerals may be more concentrated in one fraction and the use of particle-size fractionation may aid in diagnosis. The second observation is to make a plea for the use of all available methods in investigation of any clay. Each method can add its own quota of information — which may not be available by any other method — and to obtain even a reasonable knowledge of the constitution of any clay sample it should ideally be examined by X-ray, differential thermal, infra-red, chemical, optical, and electronoptical methods.

References

Allaway, W. H., 1949. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, *13*, 183.
Arens, P. L., 1951. *Dissertation*, Wageningen.
Berg, L. G., 1945. *C. R. Acad. Sci. U. R. S. S.*, *39*, 648.
Cole, W. F., 1955. *Nature*, *175*, 384.
Eriksson, E., 1953. *LantbrHögsk. Ann.*, *19*, 127; *20*, 117.
Greene-Kelly, R., 1953. *Clay Min. Bull.*, *2*, 52.
Grimshaw, R. W., Heaton, E., and Roberts, A. L., 1945. *Trans. Brit. Ceram. Soc.*, *44*, 76.
Mackenzie, R. C., 1949. *Nature*, *164*, 244.
— 1951. *TonindustrZtg.*, *75*, 334.
— 1952 a. »Problems of Clay and Laterite Genesis», A. I. M. E., New York, pp. 65—75.
— 1952 b. *An Edafol. Fisiol. veg.*, *11*, 159.
— 1956 a. *Potassium Symposium, Rome, 1955*, 123.
— 1956 b. *Clay Min. Bull.* In press.
— Walker, G. F., and Hart, R., 1949. *Miner. Mag.*, *28*, 704.
Muñoz Taboadela, M., 1953. *J. Soil Sci.*, *4*, 48.
Murray, J. A., and Fischer, H. C., 1951. *Proc. Amer. Soc. Test. Mater.*, *51*, 1197.
— Fisher, H. C. and Shade, R. W., 1951. *Proc. nat. Lime Ass.* *49*, 95.
Pask, J. A., 1953. *Pacif. Cst. Cram. News*, *2*, March, p. 16; April, p. 18.
Sewell, E. C., 1952, 1953, 1955. *Research Notes*, Building Research Station, D. S. I. R.
— 1955. *Clay Min. Bull.*, *2*, 233.
Smyth, H. T., 1951. *J. Amer. Ceram. Soc.*, *34*, 221.
Soulé, J. L., 1952. *J. Phys. Radium*, *13*, 516.
Speil, S., 1945. *Tech. Pap. Bur. Min., Wash.*, No. 664, pp. 1—37.
Sudo, T., 1954. *Clay Min. Bull.*, *2*, 96.
Vold, M. J., 1949. *Analyt. Chem.*, *21*, 683.

Vårmötet 1956

Svenska föreningens för lerforskning vårmöte hölls i Uppsala den 16 maj vid Kungl. lantbrukshögskolan. Inst. för marklära hade ordnat mötet och samtliga föredrag höllos av forskare vid denna institution. Svenska markläresällskapet hade inbjudits.

Vid förmiddagens session redogjordes för »Mineralogiska och fysikalisk-kemiska undersökningar av lerfraktionen från odlade jordar» med först ett översiktligt inledande anförande av professor L. Wikander. Specialföredrag över den röntgenografiska undersökningen hölls v agronom E. Lotse och över den differentialtermiska undersökningen v agr. lic. K. Vahtras, varefter prof. Wiklander behandlade hela ämnet.

Ett referat av föredragen följer nedan. Den planerade diskussionen måste tyvärr inställas på grund av begränsad tid.

Vid eftermiddagens session höll laborator B. Collini ett föredrag över »Några synpunkter på frågan om kvartärlerornas uppkomst». Diskussion följde, i vilken hrr Tamm, Hagerman, Asklund och Wiklander, fru Byström samt föredragshållaren deltogo. Föredraget och diskussionen ha återgivits nedan på engelska. Agronom S. Odén höll sedan ett föredrag om »Bevätningsvärme hos ler» och agronom E. Andersson över »Oxalatmetoder och deras användning vid markstudier». Båda föredragen äro återgivna i sin helhet nedan.

Vid föreningens förhandlingar beslöts den ändring, som föreslagits vid höstmötet 1955, av § 3 i föreningens stadgar. Denna paragraf har sålunda fått följande utseende:

§ 3

Styrelse

Föreningens styrelse består av ordförande, sekreterare, kassaförvaltare och ytterligare två ledamöter samt en suppleant. Styrelsen är beslutmässig, då minst tre ledamöter äro närvarande.

Efter förhandlingarna höll laborator G. Assarsson ett kort anförande över sina intryck från det tredje internationella symposiet »Reactivity of Solids» i Madrid 2—7 april 1956.

Sekr.

Mineralogiska och fysikalisk-kemiska undersökningar av lerfraktionen från odlade jordar[1]

Av

LAMBERT WIKLANDER, ERIK LOTSE (Röntgenografisk undersökning) och KAREL VAHTRAS (Differentialtermisk undersökning)[2]

Abstract. The mineralogical composition of clay fractions ($< 2\mu$) separated from some 50 cultivated soils from different parts of Sweden has been determined by means of X-ray, DTA, cation exchange capacity, and nonexchangeable K.

Illite was found to be the main mineral. Other minerals occurring in the clays, though not always present, are quartz, kaolinite, chlorite, vermiculite, montmorillonite, feldspar, and amphibole.

Certain colloidal properties of the clays were determined, such as pH of the H-clay, floc volume (sediment volume), swelling in and absorption of water, hygroscopicity, cation exchange capacity, and particle size distribution. These properties were found to be rather well correlated to the mineral composition.

---

[1] Sammanfattning av föredrag vid Svenska föreningens för lerforskning sammanträde i Uppsala den 16 maj 1956.

[2] Inst. f. marklära, Kungl. Lantbrukshögskolan, Uppsala.

Med avsikt att studera lerfraktionens ($< 2\mu$) mineralogiska sammansättning och fysikalisk-kemiska egenskaper har ett 50-tal jordprov (30—50 cm) insamlats från olika trakter av Sverige, fördelade från Råneå i Norrbotten till Simlinge i Skåne. Proven har utvalts så att de representerar postglaciala och glaciala leror, siluriska moränleror (Västergötland, Östergötland och Jämtland) samt Skånes nordostmorän (skifferurbergsmorän), sydostmorän (krita-kambrosilurmorän) och sydvästmorän (krita-lermorän), de båda sista ofta gemensamt betecknade de baltiska moränerna.

Provtagningarna har gjorts betydligt tätare inom de skånska moränområdena än inom landets övriga delar för att därigenom möjliggöra påvisandet av eventuellt förekommande regionala skillnader i sammansättning och i övriga egenskaper mellan de skånska moränerna inbördes och mellan dessa och övriga undersökta jordar.

Alla jordprov har underkastats mekanisk analys enligt hydrometerförfarandet, varvid sedimentationstiderna tagits så långa att bestämning av partikelfördelningen ned till 0,5 μ möjliggjorts. Leret har därigenom kunnat uppdelas i en fraktion 2—0,5 μ och i en fraktion $< 0{,}5\ \mu$. Jordarten växlade från leriga jordar till mycket styva leror.

Lerfraktionen Na-mättades och separerades genom sedimentation. En mindre del H-mättades för pH-bestämning i lergelen (så låg vattenhalt som möjligt). Övriga analyser omfattade röntgen- och differentialtermoanalys, katjonbyteskapacitetsbestämning såväl med NH_4 som med Ba, bestämning av flockvolym (sedimentvolym), svällning och vattenabsorption, hygroskopicitet över 10 %- och 43 %-ig H_2SO_4 samt halten gitterkalium (icke förträngbart).

De mineralogiska analyserna har visat att följande mineral förekommer i de isolerade lerfraktionerna: illit, kvarts, kaolinit, klorit, vermikulit, montmorillonit, fältspat och amfibol. Illit och kvarts är allmänt förekommande. Illiten har visat sig vara det dominerande mineralet, medan kvartsen förekommer i endast små mängder. De andra mineralen är mer olikformigt fördelade, i det att ett eller flera av dem saknas i ett flertal av proven. Montmorillonit har påvisats endast i de baltiska moränerna i Skåne, där vissa prov emellertid innehåller betydande kvantiteter av detta mineral. Att så är fallet framträder även tydligt i de fysikalisk-kemiska egenskaperna, såsom katjonbyteskapacitet, svällning i vatten, flockvolym etc. God överensstämmelse har erhållits mellan halten illit uppskattad å ena sidan från röntgenanalyserna och å andra från icke förträngbart kalium. Det senare avtar i ordningen: Glaciala och postglaciala leror > skifferurbergsmorän > sydostmorän > sydvästmorän. Detta förhållande antyder att illithalten sjunker men kan även innebära att illiten är mer degraderad, d. v. s. kaliumfattigare.

Lerfraktionens finfördelningsgrad, bedömd med ledning av halten finler, växer i ordningen: Glaciala och postglaciala leror < skifferurbergsmorän < sydostmorän < sydvästmorän. I samma riktning ökar specifika ytan, vilket även bekräftats genom beräkningar grundade på hygroskopicitetsvärdena. Betydande variationer förekommer dock inom den sedimentära jordartsgruppen.

Beträffande de fysikalisk-kemiska egenskaperna hos prov av olika genetiskt ursprung föreligger betydande skillnader med avseende på katjonbyteskapacitet, svällning, hygroskopicitet och flockvolym, vilka växer i den ovan nämnda ordningsföljden. Detta tyder på en ändring i lerets sammansättning i riktning mot en växande halt av mineral med hög katjonbyteskapacitet och stor förmåga att binda vatten.

En jämförelse mellan resultaten från de rent mineralogiska analyserna och de fysikalisk-kemiska bestämningarna visar ett starkt samband dem emellan. Vissa iakttagelser tyder emellertid på att mineralogiska analyser enbart inte är tillräckliga utan måste kompletteras med andra bestämningar för att tillräckliga upplysningar om lerets fysikalisk-kemiska egenskaper skall erhållas. Mineralogiska analyser redovisar nämligen ej tillfredsställande partiklarnas ytegenskaper.

On the origin and formation of the Fennoscandian Quaternary clays[1]

By

BENGT COLLINI[2]

In the Scandinavian literature three different opinions, on the whole, have been presented as to the origin and formation of the Quaternary water-laid clays, particularly the Glacial ones. The three opinions can be described:

1. The clays consist of »rock meal», chemically unchanged, being the result of grinding of rock material in and under the big Pleistocene ice sheets, followed by sorting during the transport in the glacial streams.

2. The same mode of formation, with the difference that the main grinding of the rock material is supposed to have taken place in the sub-glacial rivers under more or less strong contemporaneous chemical

---

[1] Summary of a lecture given in The Swedish Society for Clay Research on May 16th 1956.

[2] Department of Pedology, Royal Agricultural College of Sweden, Uppsala.

changing of the mineral particles. This opinion was first advanced by Olof Tamm (1925). Rosenqvist, in a recent publication (1955), proposes what could be called a variant of it. He assumes that the illite content of the Norwegian Quaternary clays is due to Glacial and Post-Glacial weathering and crystallization. Part of this may have been formed authigenously in the clays from colloidal amorphic substances.

3. In addition to the clay material which was more or less changed by the inland ices the Glacial (and Post-Glacial) clays also contain a variable amount of Pre-Glacial clay matter, inherited from Tertiary and even Cretaceous sediments. A. G. Högbom, at the end of the 19th century, first presented this explanation, later followed by Leiviskä, Hörner and Soveri (1950) (see also Collini 1950, with citations from Leiviskä and Hörner).

In the further discussions the Post-Glacial clays are not included. They are apparently to a large extent made up of Glacial clay material, eroded and resedimented in Post-Glacial time.

As to the mineralogical composition of the Glacial clays of Fennoscandia their dominating clay minerals are illite and chlorite (Collini 1950, Wiklander 1950, Soveri 1950, 1955, Rosenqvist 1955, Wiklander, Lotse and Vahtras 1956).

There is no reason to assume another development of the climate in Fennoscandia during the Tertiary period than that of Middle Europe as described *e. g.* by O. Jessen (1938). The climate during most of this period favoured a deep weathering of the bedrock. The roots of the Pre-Glacial weathering are still found in many places in Fennoscandia. From Fennoscandia no data, so far, have been published concerning the mineralogical composition of Tertiary and Cretaceous clay sediments. Danish and German investigations (Unmack 1944, 1949, Graff-Petersen 1955, Lippmann 1952) show a very variable composition, from montmorillonite-dominated clays to illite-rich ones, for the Tertiary period. A similar variation could be expected to have characterized the Tertiary sediments in Fennoscandia in Pre-Glacial time.

It seems indisputable, that Fennoscandia, at the beginning of the Ice Age, was covered by Tertiary (and perhaps even Cretaceous) sediments and weathering products *in situ.* We do not, however, know, how much was left by the land ices in one form or the other.

One important point in this connection regards the composition of recent ooze from glaciers, resting upon and eroding bedrock of different kinds. Very few data are to be found in the literature and, as far as the author knows, there are none as to the mineralogical composition. Münster Ström (1943) described sediments from a lake, situated in a highly glaciated district in Norway. Compared with the bedrock of

Locality	Bedrock	Clay content ($< 2\mu$) %	Mineralogical		
			mica	*chlorite*	*quartz*
The Kårsa glacier	garnet-bearing mica schist	1,62	+++	++	++
The Aletåive glacier	garnet-bearing mica schist, amphibolite only under the highest parts	2,15	+++	(+)	(+)
The »Big glacier» (Storglaciären, Kebnekajse Mountain)	amphibolite and some garnet-bearing mica schist	2,20	(+)	n. f.	n. f.
The Pårsotjåkko glacier	amphibolite	2,48	n. f.	(+)	(+)
The »Shelf glacier» (Hyllglaciären, Akka Mountain)	amphibolite and most likely some garnet-bearing mica schist	2,15	+++	(+)	++
The Maherra glacier	amphibolite	4,78	+++ (mixed-layer min.)	n. f.	+
The Gardetjåkko glacier	granite and greenstone	2,81	+++	(++)	(++)
Till (Middle Sweden)	granite, leptite, leptite-gneiss, greenstone	5,63	+	+	++
» » »		19,9			

amph. = amphibole, pl. = plagioclase, dom. = dominating, n. f. = not found; high content +++, rel. high. content ++, rel. low content (++), low content +, very low content (+)

the area the sediments were only very slightly changed in chemical composition. LÅG and BERGSETH (1955) found that glacier oozes have a lower pH and other acidoid-basoid-properties than the corresponding artificially crushed rocks. From his important studies of clays and tills in the Uppsala region HÖRNER (1946) inferred, that it is quite impossible to think that the Glacial clay material of this area was derived from the clay fraction of the till. He supported his conclusions by comparisons with recent glacier oozes with respect to their particle size distribution and DTA curves. The latter do not reveal any change at all of the clay fraction of the glacier oozes.

position			Mica	K-content non-exchangeable	Cation exchange capacity mval/100 g	Floc volume ml/g	DTA	
ld-par	*amph.*						»H_2O-peak»	»OH-peak»
+	n. f.		10 Å line sharp, 5 Å line weakened (comp. with 10 Å line)	4,72	22	14	small	none
+	+		10 Å line sharp 5 Å line very much weakened			35		
+ ol!)	dom.			0,99	24	13	small	none
+ ol!)	dom.					14		
+ ol!)	+++		10 Å line sharp, 5 Å line weakened			28	large	none
+ ol!)	dom.	+ talc?	mixed-layer mineral		39	82	large	none
+	+		10 Å line somewhat diffuse on the concave side, enhanced on heating to 450° C 5 Å line very much weakened		35	20	large	small
+	+			3,55 3,20	19 21	17 30	small	small

To complete our knowledge of the composition and properties of recent glacier oozes the author has investigated a number of samples from Swedish glaciers, collected by friends, colleagues and by himself. Preliminary results from seven localities are presented here. The glaciers n question are enumerated in the Table. They belong to three groups with respect to underlying bedrock (column 2).

In order to get material as fine-grained as possible, the samples were aken in rills that had just dried up, on the till ground before the glacier front. The data presented refer to the clay fractions ($< 2\ \mu$) solated from these samples. The clay content, calculated on the material finer than 2 mm, is very low. Too much regard should not be paid to the values of column 3 as the samples at the collection may have been somewhat contaminated with material from underlying till. The content of matter finer than 20 μ varies between 2 and 22 % and that finer than 60 μ between 30 and 80 %. It may be mentioned, that the clay percentage of the ooze, suspended in the glacier stream water immediately at the tunnel of the Kårsa glacier on two occasions in 1950 amounted to 10 and 25 % respectively. At an Icelandic and a Norwegian glacier Hörner (1951) found percentages of 17 and 8 % respectively.

The mineralogical composition of the clay fractions, as determined from X-ray powder diagrams, is given in column 4. Generally there is a very good correlation between the composition of the bedrock under the glacier and that of the ooze. The bedrock of the Shelf Glacier, however, must contain much more mica schist than what appears from the literature judging from the high content of both amphibole (hornblende), mica, and quartz.

As to the degree of changing of the clay material, the data of the mineralogical composition itself do not give much information. In this connection, however, the appearance of the 10 Å reflection of the mica component is of interest (column 5). For three of the four mica-rich samples the line is sharp and shows no appreciable change on heating the specimen to 450°. In one case, the Gardetjåkko glacier, the line is somewhat diffuse on the concave side and is enhanced on heating. It is of interest to combine this observation with the fact that this sample is the only one, giving a DTA curve with an »OH-water»-peak. The intensity relations of the 10 Å and 5 Å lines will be fully discussed later.

The ooze from the Maherra glacier has a high content of a mixed-layer mineral. Powder diagrams obtained from specimens treated in different ways indicate that it might be an interstratification of illite, vermiculite and montmorin. The mineral will be further investigated. In any case it strongly influences the properties of the clay material, as seen from columns 7 and 8, where it has the highest values of cation exchange capacity and floc volume respectively.

Cation exchange capacity was determined according to Mehlich (1953), floc volume following the suggestions of Wiklander (1955). The Kårsa and Big glaciers seem remarkably similar with regard to capacity when the great difference in mineralogical composition is considered. The same can be said regarding the floc volume. In relation to its capacity value the Gardetjåkko glacier could have been expected to exhibit a greater floc volume. Judging from the data of Wiklander *et al.* (1956) the values of exchange capacity and floc volume of the clay material of the glacier ooze samples fall within the lower part of the variation amplitude of the Quaternary clay fractions. The adsorbed-water peak (»H_2O-peak») of the DTA curves of the glacier oozes (column 10) seems well correlated with the floc volume values.

The chemical analyses will be fully published later. The potassium content of the clay material of the Kårsa glacier (column 6), 4,72 %, is high in comparison to that of the mica schist bedrock. This must be due much more to mechanical enrichment of the mica than to the feldspar content.

The Table includes some data from the clay fractions of two typical till samples from Middle Sweden. One of them, however, has an exceptionally high clay content for a till derived from granites and leptites. The mineralogical composition may be representative for the tills of large areas in Sweden, *viz.* those with granite and gneiss bedrock. This is also shown by chemical analyses. In the X-ray diagrams the 10 Å line is too weak to give any information as to the degree of changing of the mica. Cation exchange capacity and floc volume exhibit low values, in the lower part of the variation amplitude of the $< 2\,\mu$ fraction of the Quaternary clays.

The glaciers now discussed undoubtedly erode the bedrock under themselves. However, the clay fraction of the ooze material and of the tills discussed does not have a mineralogical composition, a particle distribution, or properties quite equal to that of the Quaternary Glacial clays. In this respect the Kårsa and Aletåive glaciers are especially remarkable, as they rest upon a mica schist bedrock, which could be expected to be particularly apt for producing fine-grained erosion products.

As long as no exact data are available on the effect of the size of the glaciers on their grinding activity, further conclusions must be drawn with great caution. It does not seem quite self-evident that a bigger glacier would give not only an absolute increase of the quantity of ooze material but also a relative enhancement of its clay percentage.

Rosenqvist, in his explanation cited in the introduction, assumed part of the illite of the Quaternary clays to be formed by new crystallization from colloidal amorphic substances. To increase, with such a process, a clay content of the magnitude characterizing the glacier oozes to that of the Glacial clays, would postulate a big quantity of amorphic substances. It seems difficult to indicate their origin.

Another point of interest is the rôle of the feldspar. In the preceding only the changing of the mica has been discussed. The feldspar content, however, of granites and gneisses is considerably higher than that of mica. A normal Filipstad granite *e. g.* consists of 50—75 % of feldspar, while the mica content hardly amounts to 10 %. In contrast, the feldspar percentage of the $< 2\ \mu$ fractions of the Glacial clays is very low. At present it cannot be stated, whether this is due to glacial changing of feldspar to illite or segregation of the feldspar, together with quartz, during transport in glacial streams. TAMM's (1925 and later) experiments with changing of feldspar under glacial conditions ought to be repeated and the formed products investigated as to their mineralogical composition.

Thus, there exists a contradiction between the usually high clay content of the Glacial clays and the low clay content of tills and recent glacier oozes. To explain this we are obliged to resort to sources of Pre-Glacial origin. In some cases this explanation seems rather self-evident, *e. g.* for big parts of Uppland. The appreciable calcite content of the Glacial clays in this region is derived from the Cambro-Ordovician area in the Gulf of Bothnia. It is reasonable that part of the remaining clay material must originate from the same sedimentary rocks.

Since the nineties, findings of Cretaceous and Tertiary micro fossils (foraminifera, diatoms, and silicoflagellates) in secondary positions, *e. g.* in Quaternary clays, are known from different parts of Sweden (MADSEN 1895, 1896, MUNTHE 1896, 1897, BERG and CLEVE-EULER 1941, CLEVE-EULER and HESSLAND 1948, TULLSTRÖM 1954). These fossils were primarily embedded in Cretaceous and Tertiary clay-bearing sediments. But where are these sediments now? The simplest explanation seems to be that they form an appreciable part of the Quaternary clays.

References

BERG, Å. und CLEVE-EULER, ASTRID (1941). Palaeontographica 92 A.
CLEVE-EULER, ASTRID und HESSLAND, I. (1948). Bull. Geol. Inst. Upsala 32.
COLLINI, BENGT (1950). Geol. Fören. Förh. 72: 2.
GRAFF-PETERSEN, POUL (1955). Medd. Dansk Geol. Foren. 13: 1.
HÖRNER, N. G. (1946). Geol. Fören. Förh. 68: 3.
— (1951). Sédimentation et Quaternaire, France 1949. Comptes rendus.
JESSEN, O. (1938). Zeitschr. Ges. f. Erdk. zu Berlin.
LIPPMANN, FRIEDRICH (1952). Heidelb. Beitr. Min. u. Petr. 3: 3.
LÅG, J., and BERGSETH, H. (1955). Trans. Fifth Int. Congr. Soil Sci. 4.
MADSEN, V. (1895). Sver. Geol. Unders. Ser. C. N:o 149.
— (1896). Geol. Fören. Förh. 18: 2, 18: 6.
MEHLICH, A. (1953). J. Ass. Off. Agric. Chem. 36: 2.
MUNTHE, HENR. (1896). Geol. Fören. Förh. 18: 1, 18: 4.
— (1897). Ibid. 19: 2.
MÜNSTER STRÖM, KAARE (1943). Int. Rev. d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr. 43: 1/3.
ROSENQVIST, I. TH. (1955). Norwegian Geotechn. Inst. Publ. Nr. 9.
SOVERI, U. (1950). Ann. Acad. Scient. Fenn. Ser. A. III: 23.
— (1955). Geologi 1955: 5. Helsingfors.

TAMM, OLOF (1925). Sver. Geol. Unders. Ser. C. N:o 333.
TULLSTRÖM, HELGE (1954). Ibid. N:o 530.
UNMACK, AUGUSTA (1944). Roy. Vet. and Agric. Coll. Yearbook 1944. Copenhagen.
— (1949). Ibid. 1949.
WIKLANDER, LAMBERT (1950). Geol. Fören. Förh. 72: 2.
— (1955). Acta Agric. Scand. 5: 2—3.
— LOTSE, E. och VAHTRAS, K. (1956). Geol. Fören. Förh. 78: 3.

Discussion:

OLOF TAMM gave a short retrospect of his laboratory experiments with clay formation from feldspar and granite under glaciofluvial conditions. A surprisingly large change of the feldspars was found. He further stressed the fact that there must be a big difference between the streams of the glaciers existing at present, including the Greenlandic ice sheet, and the enormous glacial rivers that must have existed during the recession of the last inland ice. From his experiments he could infer that there could have been a new formation of mineral lattices from colloidal amorphic substances.

One possibility to trace the Tertiary weathering crust might be to study the variations in quartz content in tills from different parts of Sweden. The quartz percentage might increase with rising admixture of Tertiary material and exhibit higher values in southern than in northern Sweden.

HAGERMAN discussed the possibility of eolian transport of weathered material to the central parts of Fennoscandia during the Interglacial ages. In addition to the Tertiary weathering products and still older clay sediments, also grinding products from the older Pleistocene Glacial ages changed by Interglacial weathering, might be taken into consideration as sources for the Quaternary clays.

ASKLUND pointed out the different ways in which potassium feldspars and plagioclases react upon glacial crushing and weathering. The plagioclases are usually strongly altered in advance through sericitization and saussuritization. As to the last process the micas surely are to a large extent paragonitic. They are supposed to react on weathering and leaching in quite a different manner than the common muscovite. In great parts of the Caledonian mountain range the plagioclases of the greenstones might be so strongly primarily altered that the secondary micas from them play a great rôle in the processes discussed by the lecturer.

COLLINI, in reply to Tamm, emphasized that a fundamental point as to he activity of the recent glaciers in comparison to that of the inland ices s the problem if there was not only an absolute but also a relative enhancement of the clay content of the glacial sediments. In answer to Asklund he pointed out the difficulty of distinguishing, on X-ray films, between the ifferent kinds of feldspar especially when mixed with other minerals. One ossibility to determine the rôle of the secondary »sericite» in formation of Quaternary clays might be to study their fluor content.

WIKLANDER stressed the great difference between the conditions of the weathering processes of the upper and lower parts of a clay profile. In the soap clay» the mineral particles always lie in the same solution. The changing f one mineral into another proceeds much more slowly than in the super- cial layers, where the conditions permanently change and soil forming

processes take place. In the »soap clay» the rate of reaction must decrease or even an equilibrium be established.

BYSTRÖM asked if the undetermined mineral of the ooze of the Maherra glacier must necessarily be a mixed-layer one of the mica montmorin type. Could it not be an hydrated amphibole? As seen from the X-ray films, the amphibole reflection at 8,5 Å was enhanced in relation to the other lines on heating the specimen.

COLLINI had thought of the same possibility but considered the difference in spacing between the unknown mineral and an amphibole to be too great. Further it seems improbable, from X-ray diagrams of other glaciers on similar bedrock, that the amphibole crystals would have been changed completely. A superficial alteration is more probable, but this would not be registered on an X-ray film.

Om bevätningsvärme hos ler och humus[2]

AV

SVANTE ODÉN[1]

Abstract: This paper reviews some investigations on the heat of wetting of soils and soil organic constituents. The determinations have been performed with a new dynamic calorimetric method. The smallest detectable heats are of the order of $3 \cdot 10^{-3}$ cal. The principles of a second method are also proposed.

The integral heat of wetting of soils is correlated to exchange capacity and clay content $(< 2\mu)$. Deviation of the individual points are discussed.

The main interest concerns the heat of wetting curve, i. e. integral heat of wetting versus water content, and its derivate, the differential heat of wetting curve. The latte equals the change in entalpy of the heat of wetting reaction. Changes in free energy are calculated from adsorption isotherms and the two values are combined in the Gibb's equation in order to get the changes in entropy, which is an expression for the energy of orientation of the water molecules. This energy ranges up to — 65 cal per gram but at low water contents an energy consuming process (positive values of the entropy reduces this to zero or even positive values. This seems to be due mainly to the building up of the electrical dubble layer surrounding the colloid particles.

De ytaktiva egenskaper, som markens kolloidala komponenter besitter, yttrar sig på en mångfald olika sätt. De har förmågan att upptaga och binda vatten ur såväl ångfas som vätskefas (den hygroskopiska resp. kapillära effekten), förmågan att binda gaser (BET-analys) samt förmågan att binda katjoner resp. anjoner (de utbyteskapacitära egenskaperna). Vid alla dessa adsorptionsprocesser inträffar en viss, av de yttre villkoren bestämd energiomsättning, vilken kan användas som ett analytiskt karaktäristikum på reaktionen ifråga. För en spontan reaktion, d. v. s. en reaktion som förlöper irreversibelt mot ett bestämt slutvärde, visar sig energiomsättningen i en endoterm eller exoterm värmetoning, då något tryck-volym arbete inte uträttas. Vid jonbytesprocesser har denna reaktionskinetik uppmärksammats av bl. a. Marshall och medarb. (1953); dock har några mer omfattande undersökningar ännu inte publicerats.

---

[1] Föredrag vid Svenska föreningens för lerforskning sammanträde i Uppsala den 16 maj 1956.

[2] Inst. f. marklära, Kungl. Lantbrukshögskolan, Uppsala.

För den spontana adsorptionen av vatten till en yta, som icke redan är mättad med vattenmolekyler, visar sig denna energiomsättning i en exoterm värmetoning, som man brukar kalla bevätningsvärme, eller mer korrekt uttryckt det integrala bevätningsvärmet. I internationell litteratur går denna värmetoning under benämningarna Benetzungswärme, heat of wetting, heat of swelling, heat of sorption eller heat of immersion. Den sista benämningen är kanske mest adekvat då man därigenom icke språkligt låtit värmereaktionen vara knuten till den ena eller andra fysikaliska processen, vilken ofta kan vara svår att analytiskt precisera. — Överensstämmelsen mellan egna och andras undersökningar av bevätningsvärmet på kolloider av såväl minerogen som organogen natur, gör det troligt att den momentana värmereaktionen (bevätning) är helt avgörande för de uppmätta värdena. Den dynamiska metod, som ligger till grund för mina egna i denna uppsats refererade undersökningar, medger nämligen endast beräkningar av den momentana bevätningsenergin, ej den långsamt förlöpande utvecklingen av svällningsvärme.

Förutom det integrala bevätningsvärmet användes även termen differentiala bevätningsvärmet. Låt oss utgå från ett torrt jordprov för en diskussion av de båda begreppens fysikaliska innebörd. Sätter vi till en liten mängd vatten till ett torrt jordprov, så uppstår en viss värmetoning dQ, vid nästa likstora vattentillsats sker en något mindre värmetoning o. s. v. ända tills provet är fullt vattenmättat och värmetoningen då har sitt absoluta 0-värde. (Den kapillära fasen av systemets mättning med vatten ger praktiskt taget inga mätbara värden på värmetoningens storlek. Detta förhållande ligger till grund för det av Mitscherlich gjorda påståendet att bevätningsvärmet är noll för ett prov vars vattenhalt motsvarar hygroskopiciteten över 10 % svavelsyra.) Vid en engångstillsats av vatten i överskott löper dessa stegvisa reaktioner ut kontinuerligt och momentant och det experimentella mätresultatet innefattar således en successiv summering, m. a. o. det integrala bevätningsvärmet. Detta kan vi symboliskt teckna

$$Q = \int_{w = a}^{w = w_{\max}} \mathrm{f}(Q)\,dQ$$

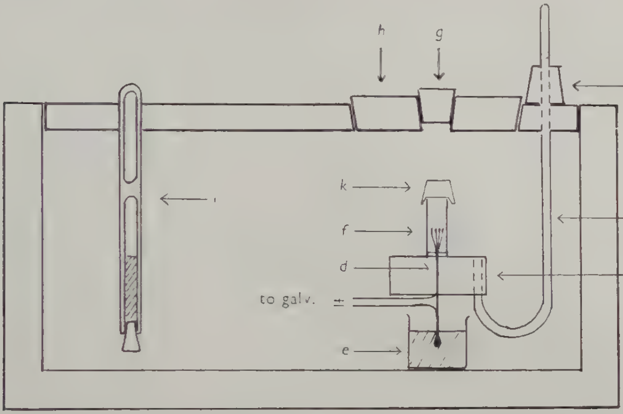
d. v. s. summeringen sker mellan de vattenhaltsgränser provet har före och efter bestämningen ($w = a$ resp. $w =$ full vattenmättnad). Experimentella bestämningar ger således alltid det integrala bevätningsvärmet, som anges i gkal eller erg per gram jord. Genom att variera provets ursprungliga vattenhalt i förhållande till en konventionellt införd 0-gräns kan vi få fram det kontinuerliga sambandet mellan integralt bevätningsvärme och vattenhalt (bevätningsvärmekurvan), men också differensen vid två olika vattenhalter, n och m. Om denna differens sättes i relation till skillnaden i vattenhalt (m — n), och om man vidare inför infinitisimala storheter ger kvoten det differentiala bevätningsvärmet vid vattenhalten n = m. Den uttryckes i gkal eller erg per gram vatten och kan definieras som den värmeutveckling som sker då 1 gram vatten tillsättes en så stor jordmängd att dess vattenhalt praktiskt taget förblir konstant. Därmed inses lätt omöjligheten av dess experimentella bestämning. Den kan däremot beräknas ur bevätningsvärmekurvan genom analytisk eller grafisk differentiering (fig. 4).

Det differentiala bevätningsvärmet eller reaktionsvärmet per gram vatten är liktydigt med ändringen i specifika värmeinnehållet (ändringen i entalpi) och det är med denna bakgrund som det differentiala bevätningsvärmet skall användas för beräkning av orienteringsentropin för det vatten som adsorberas på kolloidytan. För att genomföra en sådan analys måste man även känna till förändringen i systemets fria energi. Denna beräknar vi ur provets adsorptionsisoterm över vattenånga.

Om metodik för mätning av bevätningsvärmet

För mätningar av det fysikaliskt betingade reaktionsvärmet användes någon form av kalorimeter. Mitscherlich (1901) har använt Bunsens iskalorimeter för sina enastående noggranna mätningar av bevätningsvärmekurvans form för olika jordar. Senare undersökningar baseras nästan undantagslöst på adiabatiska blandkalorimetrar. Dessa metoder är statiska d. v. s. de bygger på en bestämning av differensen mellan begynnelsetemperaturen och en efter viss tid uppnådd sluttemperatur, eventuellt med införande av korrektioner för kalorimeterns egenvandring. Blandkalorimetrar får alltid stort värmevärde vilket medför att man måste använda relativt stora jordmängder för att uppnå en med tillräcklig noggrannhet avläsbar temperaturdifferens.

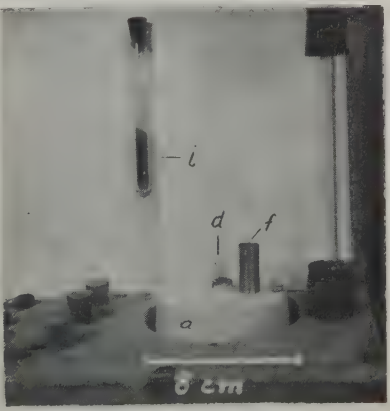
Den nya metodik som utarbetats för mätningar av bevätningsvärmet är däremot dynamisk i det att den bygger på en manuell eller automatisk registrering av det kontinuerliga avsvalningsförloppet hos en mycket liten metallkalorimeter.



a

Fig. 1 a. Principskiss av mikrokalorimetern. De viktigaste delarna är silverkalorimetern (f), de 8—10 st. seriekopplade termoelementen (d) samt provhållaren (i).

b



c

Fig. 1 b. Apparatens utseende ansluten till shunt (för val av mätområde) samt mätinstrument för termospänningen.

Fig. 1 c. Detalj av termoelement, kalorimeter och provhållare.

Om detta värmeutbyte får ske under vissa givna betingelser kan man härleda följande samband mellan tiden (t) respektive temperaturdifferensen (ΔT) mellan kalorimetern och det omgivande, temperaturkonstanta mediet.

$$\log \Delta T = \log \Delta T_0 - at$$

Det visar sig nu att mätvärdena för den experimentella anordning som är avbildad i fig. 1 helt anpassar sig till ovanstående uttryck, varför man genom grafisk extrapolering kan finna värdet ΔT_0. Detta utgör nämligen den maximala temperaturstegring, som reaktionen kan ge upphov till för den isotermt uppvärmda kalorimetern. ΔT_0 ligger till grund för beräkningar av bevätningsvärmets storlek. — Då metoden finnes utförligt beskriven i Lantbrukshögskolans Annaler (Odén 1955) vill jag här inskränka mig till att ge några tekniska data.

Kalorimeterns effektiva volym	1,4 ml
» värmevärde	0,100 gkal/grad
Mängd vatten som användes	0,9—1,0 ml
» jord » »	0,02—0,8 gram
Känslighet i temperatur	ca $2 \cdot 10^{-3}$ grader
» » värmemängd	ca $3 \cdot 10^{-3}$ gkal
Relativa medelfelet	ca 0,5 %

Det fortsatta metodiska arbetet på detta område har inriktats på att utnyttja den av Eriksson (1952) för differentialtermisk analys deducerade relationen mellan reaktionsvärme och ytan under en viss DTA-pik. För mätningar av reaktionsvärmet vid bevätning (och/eller svällning) ordnar man därför så att den utvecklade värmen från en centralt belägen reaktionskammare avledes radiellt genom en värmetekniskt homogen cylinder i vilken ett stort antal differentialt anordnade termoelement är placerade. Hela värmeströmmen måste passera termoelementen varvid denna kan registreras som en reaktionspik av ett skrivande instrument. Denna i princip skisserade anordning har många fördelar utöver gängse typer av kalorimetrar. Då man endast mäter värmeflödets storlek bortfaller nödvändigheten av att bestämma kalorimeterns värmevärde, den mängd vatten som användes eller jordens specifika värme. Det sistnämnda är särskilt betydelsefullt eftersom specifika värmet varierar med den mineralogiska och organogena sammansättningen. En nyligen publicerad undersökning (Hearmon och medarb. 1955) har dessutom visat att värmekapaciteten för en blandning av torrt prov + vatten icke med noggrannhet kan beräknas ur blandningens sammansättning och värdet av respektive specifika värmen.

Om bevätningsvärmets korrelativa karaktär

Ett materials förmåga till aktiv adsorption i de inledningsvis anförda hänseendena sammanhänger dels med provets specifika yta dels med specifika aktiviteten hos denna. Den senare uppfattas nu allmänt som orsakad av ytans strukturella byggnad samt omfattningen och läget av jonsubstitutionerna i gittret. Dissociationsförhållandena påverkar även ytans specifika aktivitet. Vid bedömning av en ytas aktivitet som en följd av den vid adsorptionen omsatta energin, måste man dessutom taga hänsyn till den specifika adsorptionsenergin för ytreaktionen ifråga. Vid bevätning är denna liktydig med det differentiala bevätningsvärmet d. v. s. en storhet som avtar med ökande adsorptionsskikt. Vid jonbyteskinetik är den specifika adsorptionsenergin approximativt lika med ändringen i standard fri energi för de omsatta jonerna (Marshall och medarb. 1953).

Tabell 1

Integrala bevätningsvärmet för olika fraktioner av jordar och rena mineral[1]*, gkal/g material.*

	Bevätningsvärme, gkal/g		
	<5 μ	5—20 μ	20—350 μ
Hornblände	5,8	—	2,51
Biotit	2,80	0,85	0,35
Apatit	2,10	0,16	0,0
Kvarts	1,15	0,0	0,0
Gudhammar, 1,2—2 μ	4,78	Uddeholm, 1—2 μ	0,89
», 2—6 μ	1,41	», 2—4 μ	0,50
», 6—20 μ	0,82	», 4—8 μ	0,32

---

[1] Efter Kapp (1930).

Emedan det differentiala bevätningsvärmet (se tabell 3) är nästan oberoende av provets minerogena eller organogena sammansättning under givna torkbetingelser är det helt naturligt att en stark korrelation bör föreligga mellan bevätningsvärmet och exempelvis hygroskopiciteten, utbyteskapaciteten eller graden av basisk färgadsorption. Sambandet mellan bevätningsvärmet och någon mekanisk parameter av ytan (lerprocent, sedimentologiska eller elektronoptiska ytberäkningar) bör däremot bli sämre. Detta sammanhänger dels med att sådana beräkningar lämnar ytans specifika aktivitet utan avseende, dels utesluter aktiviteten hos inre ytor, som förekommer hos vissa mineral. De i tabell 1 återgivna siffrorna ger ju belägg för detta. Värdena för fraktionen mindre än 5 μ beror främst på fördelningen inom denna grupp och de är således icke signifikativa för mineralen ifråga. Kvarts har exempelvis ett allt för högt bevätningsvärme. En jämförelse mellan olika mineral eller mellan fraktioner från olika jordområden blir däremot »rättvisande», om två bestämda klassgränser införes. Enligt vad man skulle vänta ger nu kvartsen inget bevätningsvärme, hornblände och biotit däremot höga värden. Fraktionerna från Gudhammar har ett mycket högt bevätningsvärme till skillnad från materialet från Uddeholm (mjälaprofil med gley) och detta låter förmoda en skillnad mineralogisk sammansättning.

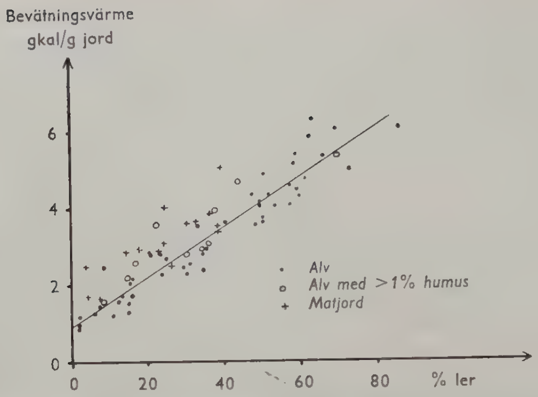


Fig. 2. Sambandet mellan bevätningsvärme och lerhalt för ca 70 prover från Gudhammars egendom i Västergötland. Regressionslinjen avser endast »humusfria» alvjordar.

Trots dessa förhållanden får man en relativt god korrelation mellan bevätningsvärmet för ett prov och motsvarande lerprocent ($< 2\ \mu$), särskilt om jordarna är tagna inom ett mineralogiskt homogent område. Det i fig. 2 återgivna sambandet härrör från ca 70 jordar, som tagits på Gudhammars egendom i Västergötland och som i texturellt hänseende undersökts av laborator Collini.[1] Spridningen av punkterna får i detta fall främst tillskrivas olikhet i mekanisk sammansättning inom lerfraktionen $< 2\ \mu$ samt skillnader i humushalt men även skillnader i de adsorberade jonernas art kan ha haft en viss inverkan (se tabell 2). Proverna från matjorden respektive alvproverna med > 1 % humus grupperar sig huvudsakligen ovanför regressionslinjen vilket beror på det organiska materialets höga aktivitet. Det framgår vidare av regressionslinjen, som endast hänför sig till de »humusfria» alvjordarna, att bevätningsvärmet är ca 7,5 gkal per gram ler ($< 2\ \mu$) och att fraktionen $> 2\ \mu$ ger ca 1 gkal/g. Den senare siffran utgör approximativt det vägda medeltalet för de i tabell 1 angivna värdena för de separata fraktionerna.

Janert (1931, 1934) har i sina undersökningar fäst särskilt avseende vid det samband som råder mellan bevätningsvärme och utbyteskapacitet samt den inverkan, som de adsorberade katjonernas art har, på bevätningsvärmets storlek. Han utgår från det antagandet att värmetoningen helt beror på jonernas hydrationsvärme och då denna är känd för de olika katjonerna vid oändlig utspädning (= integrala hydratationsvärmet) bör värmetoningen kunna beräknas ur utbyteskapaciteten. Detta synes också vara möjligt om man inför en empiriskt

---

[1] Ej publicerad undersökning. Lerhalten har bestämts enligt Bouyoucos hydrometermetod sedan proven dispergerats med natriumpyrofosfat.

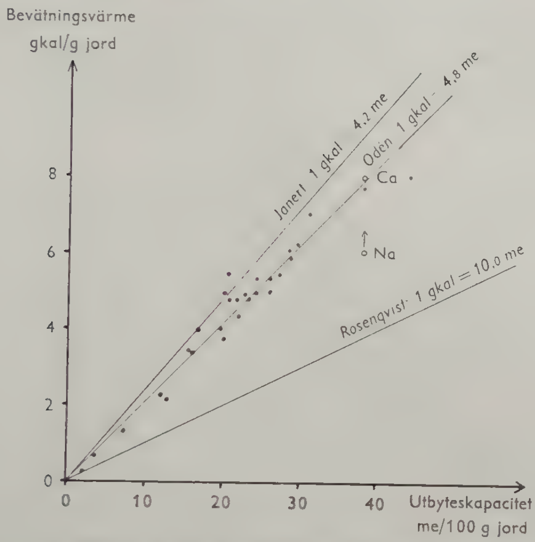


Fig. 3. Regressionslinjer fran olika undersökningar över sambandet mellan bevätningsvärme och utbyteskapacitet. Det experimentella materialet hänför sig till mellansvenska jordar.

bestämd kvot för respektive katjonart. Janerts beräkningar är dock i och för sig icke något kriterium på vare sig jonernas hydratation eller bevätningsvärmets natur. Både värmetoningen och utbyteskapaciteten kan lika väl anses orsakade av »the electrical force field» (Edlefsen och Anderson 1943) och därmed är ju också samvariationen mellan storheterna given. Skulle detta vara fallet bör uppbyggandet av det Goy-Sternska dubbelskiktet visa sig i en endoterm bevätningseffekt d. v. s. en positiv entropiförändring och enligt de nedan återgivna undersökningarna har en sådan också kunnat konstateras.

Fig. 3 återger tre regressionslinjer för ifrågavarande samband. Janerts material har omfattat vitt skilda jordarter och jordtyper från olika delar av världen men korrelationen har trots detta varit mycket god. Utbyteskapaciteten har bestämts enligt Schofields dikaliumfosfatmetod och 1 gkal har därvid kommit att motsvara en kapacitet av 4,2 me/100 g. Mina undersökningar, som utförts på ett antal mellansvenska jordar och som ingår i agronom Lotses regionala jordmånsstudier, har givit ett något högre värde på denna relation (4,8 me/100 g). Detta sammanhänger med att utbyteskapaciteten är bestämd enligt Mehlichs bariummetod vid pH 8,0, vilket ger något högre värden på kapaciteten än hittills använda metoder. Rosenqvists regressionskoefficient slutligen (10 me/100 g) avviker mycket från övriga publicerade data, vilket knappast kan tolkas på annat sätt än att den radioaktiva

Ca-metod, som använts, givit för höga värden på utbyteskapaciteten. Man kan ju tänka sig en isotop substitution av gitterbundet Ca hos lermineral, kalcit eller gips som orsak till denna avvikelse.

Tabell 2

Relativa bevätningsvärmet för jordar mättade med olika katjoner. Ca-jord = 100.

Författare	Jonslag					Integr. bevätningsvärmet gkal/g
	Ca	Mg	H	Na	K	
Baver, 1928	100	104	91	71	59	3—8
Janert, 1934	100	100	85	76	59	6—11
Pate, 1925 I	100	100	83	74	56	6—11
» » II	100	91	83	95	88	<2
Rosenqvist, 1955 ...	100	97	—	100	87	<2

De i tabell 2 anförda siffrorna visar att bevätningsvärmet i viss mån beror på de adsorberade katjonernas art. Ca och Mg är i detta hänseende likvärda medan däremot H, Na och K ger upphov till lägre värmetoning. Då de naturliga jordarnas katjonsvärm till övervägande del består av Ca och Mg har någon korrektion för envärda adsorberade katjoner icke företagits på materialet i figur 3, vilket delvis kan förklara den uppkomna spridningen. Den Na-mättade jorden faller helt naturligt utanför punktsvärmen men inordnas i denna om man använder den av Janert funna relationen mellan Na- och Ca-mättad jord.

Utöver här anförda och med eget material belysta samband har Pate (1925) liksom Anderson och Mattson (1926) visat att bevätningsvärmet kan korreleras med kvoten R_2O_3/SiO_2 samt graden av adsorption av ammoniak eller basiska färgämnen. Ett antal forskare har vidare behandlat sambandet mellan bevätningsvärmet och materialets hygroskopicitet. Då speciellt denna fråga senare kommer att tagas upp till mer detaljerad behandling lämnar jag den utan diskussion i detta sammanhang.

Om det integrala och differentiala bevätningsvärmet

I anslutning till Rodewald och Katteins såväl experimentella som teoretiska studier av »svällningsvärmet» hos stärkelse har Mitscherlich utfört synnerligen noggranna mätningar av bevätningsvärmets beroende av den vattenhalt provet har, då reaktionen utföres. Ju större vattenhalten är vid detta tillfälle desto mindre blir givetvis den energi,

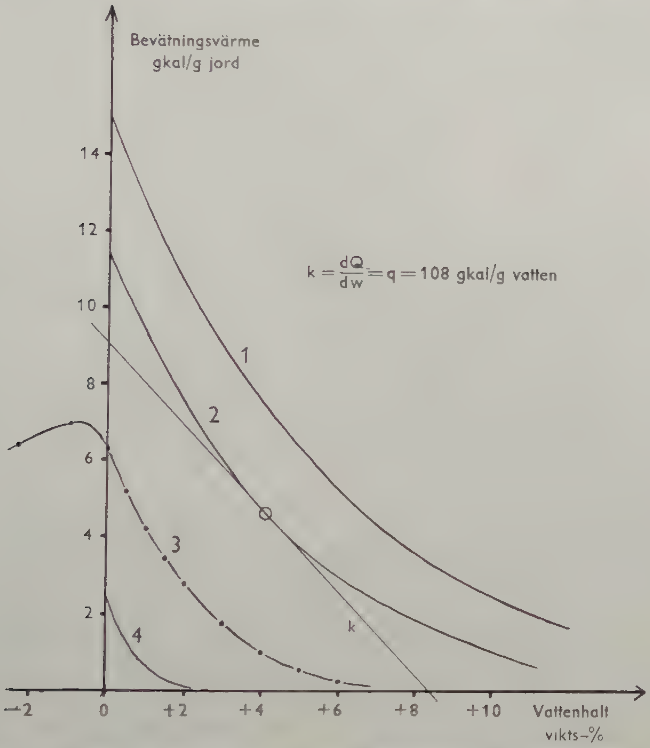


Fig. 4. Typiska bevätningsvärmekurvor enl. Mitscherlich (1 och 4) och Janert (2). 3 är en humusrik mellanlera från Sunnersta. Negativa värden på vattenhalten anger viktsförlust vid ytterligare torkning utöver 105° C.

som kan utvinnas under bevätningsprocessen och mätningarna ger också en kontinuerligt fallande funktion, bevätningsvärmekurvan (fig. 4). Teoretiskt sett kan denna givetvis vara uppbyggd av ett stort antal diskontinuerliga steg orsakade av den stegvisa hydratationen hos expanderande gitter. Bevätningsvärmekurvan för jordar är dock utan diskontinuiteter och kan t. o. m. anpassas till en exponentiell funktion av formen

$$Q + i = (Q_0 + i)e^{-cw} \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (1)$$

där Q och Q_0 är integrala bevätningsvärmet vid vattenhalten w resp. w_0 (0 enl. konvention) och där i och c är två, av materialet bestämda konstanter. Mitscherlich har beräknat värdet av dessa konstanter för ett antal jordar och har därvid funnit, att produkten $c(Q_0 + i)$ är praktiskt taget konstant. Detta har ett särskilt intresse eftersom värdet av denna produkt representerar det differentiala bevätningsvärmet (q) vid den konventionellt införda vattenhalten 0. Vi får nämligen genom derivering av Q med avseende på w att

$$\frac{d\,Q}{dw} = -\,c\,(Q_0 + i)e^{-cw} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

eller

$$q = -\,q_0 e^{-cw} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (3)$$

Då $w = 0$ blir därför $q = q_0$.

Ekvationen anger att q avtar med ökande vattenhalt, vilket innebär att det först adsorberade vattnet är hårdast bundet och således ger den högsta värmetoningen vid spontan adsorption. Då man på goda grunder kan anta (och även siffermässigt ge belägg för) att det bundna vattnet har någon form av kristallin orientering, kan bevätningsvärmets natur åtminstone delvis förklaras som en transformation av kinetisk energi.

Konstanten c eller rättare sagt $\frac{1}{c}$ är ett relativt uttryck för specifika ytan och dennas aktivitet. Bortsett från optiska eller elektronoptiska metoder är ju ytberäkningar, som baseras på ett provs adsorptionsisoterm eller liknande metoder, alltid beroende på produkten av dessa båda storheter. C beräknas enklast genom grafisk derivering av ekv. 1 och införande av värdena i ett semi-logaritmiskt diagram. Lutningskoefficienten för den så uppkomna räta linjen är lika med c och den räta linjen representerar i sig själv entalpins beroende av provets vattenhalt. Då även denna är en kontinuerlig funktion (fig. 6 a) har man svårt att acceptera uppfattningen att adsorptionen först sker som ett monomolekylärt skikt successivt pålagrad av allt flera molekylskikt. Ett sådant förhållande skulle ovillkorligen leda till en diskontinuerlig bevätningsvärmekurva emedan man kan utgå ifrån att den specifika adsorptionsenergin är konstant för molekylskikt av samma ordningstal. Det är därför troligare att adsorptionen av vattendipoler punktvis koncentreras kring de ställen på gitterytan där elektronneutralitet ej föreligger. Dessa uppstår ju som en följd av substitution i silikatmineralen och allteftersom substitutionen föreligger i tetraederskikten (Si → Al) eller oktaederskikten (Al → Mg) blir den elektriska fältstyrkan olika och därmed också adsorptionen av vatten. En sammanhängande ytfilm skulle således enligt den här framförda uppfattningen utbildas först vid relativt höga vattenhalter.

I tabell 3 har sammanställts olika värden på det differentiala bevätningsvärmet vid »vattenhalten 0». Beräkningarna av q_0 från Rodewalds experimentella data (6 stärkelsesorter) avviker icke från de värden, som framkommer av Mitscherlichs undersökningar eller övriga

Tabell 3

Differentiala bevätningsvärmet för olika material vid vattenhalten 0.

	Bevätningsvärme		Material
	Q_0 gkal/g jord	q_0 gkal/g vatten	
Rodewald	28—33	230—292	Stärkelse
Mitscherlich	0,8—23	233—304	mkt. st. leror—torvjordar
Janert	11,5	256	?
71 B	4,1	247	Gudhammar, alv
Su 1	8,5	255	Sunnersta, 0—10 cm, underlagrade av glacial alv
Su 2	6,1	238	
Su 3	4,5	214	
U 0/10	8,1	259	Ullevi, mj. resp. alv (dungjord fr. Östergötland)
U 80/90	5,0	238	

i tabellen redovisade bestämningar. Skillnaden mellan ytterlighetsvärdena uppgår visserligen till ca 70 gkal/g vatten, men denna spridning är troligen främst orsakad av svårigheterna att hålla torkbetingelserna för Q_0 konstanta, ej i skillnader betingade av ytans aktivitet. Det differentiala bevätningsvärmet för de olika stärkelsesorterna borde i så fall variera betydligt mindre eftersom Q_0 är praktiskt taget konstant för dessa. Ett försök till tolkning av den synbart regelmässiga förändringen av q_0-värdena för Sunnersta-jordarna får anstå, tills ytterligare material föreligger. Ett visst samband med humushalten tycks nämligen föreligga för dessa jordar.

Den endoterma reaktion, som ofta framkommer inom lågtemperaturområdet vid differentialtermisk analys som en följd av dehydratisering har givetvis sin exoterma motsvarighet i bevätningsvärmekurvan (fig. 5). Denna har nämligen ett maximum vid ca 150° C såframt värmetoningen beror på en rent fysikalisk adsorption. Ett ytterligare maximum kan nämligen inträffa vid högre torktemperatur men är då en följd av kemiskt reaktionsvärme (exempelvis hydroxylering av oxider). Så ligger detta andra maximum, för attapulgit och illit vid 550° C medan däremot kaolin och montmorillonit saknar ett sådant (Parmelee och Frechette 1942). Kapp (1930) har visat att limonit ger ett sekundärt maximum vid 308° C medan däremot kolloider, som separerats från olika jordar, givit sjunkande värden på bevätningsvärmet med stigande upphettningstemperatur. Hosch (1937) redovisar däremot en mycket stark stegring av bevätningsvärmet för kolloider upphettade till 340—400° C (upp till 60 gkal/g), mätvärden, som är av en storleksordning som ännu aldrig uppmätts i andra sammanhang. Man ställer sig därför tvekande till dessa resultat.

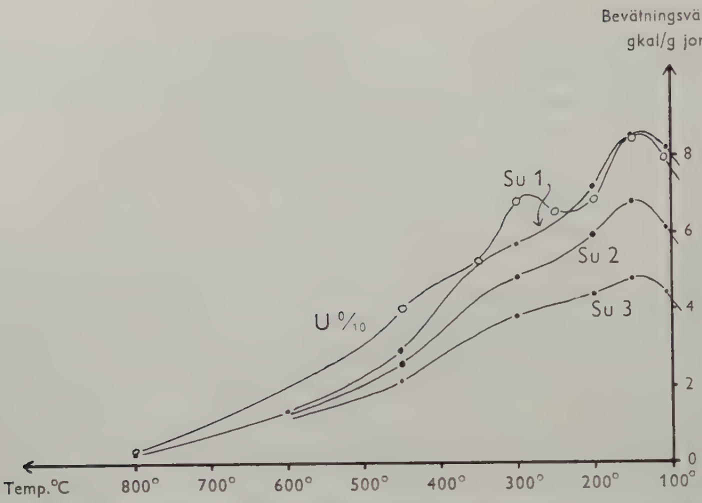


Fig. 5. Kurvorna återger variationen i bevätningsvärmet för prover upphettade till olika temperatur.

Sambandet bevätningsvärme—torktemperatur—dehydratisering har undersökts för 9 jordar av olika sammansättning utan att det egentligen framkommit andra karaktäristiska drag än vad som beror på mängden humus och dess pyrogena oxidation (fig. 4 & 5). Vid positiva vattenhalter i förhållande till det godtyckliga 0-värdet (torkning vid 105° C) är bevätningsvärmekurvan matematiskt formulerbar enligt ekvation 1 och vi får ett maximum i bevätningsvärme vid ca 140° C. Vid högre torktemperaturer sjunker värmetoningen som en följd av ytans inaktivering och detta förlopp blir huvudsakligen beroende på humussubstansens mängd och sammansättning. Vid 550—600° C räknar man med att det organiska materialet skall vara bortoxiderat, vilket också framgår av fig. 5, emedan jordarna Su 1—Su 3 praktiskt taget sammanfalla från denna temperatur. Matjorden från Ullevi (U 0/10) är den enda av de hittills undersökta jordarna som givit ett sekundärt maximum vid ca 300° C. Effekten sammanhänger troligtvis med kvalitativa skillnader hos humussubstanserna. Redan Mitscherlich visade att väl förmultnad humus gav ett högre bevätningsvärme (47 gkal/g) än dåligt förmultnad humus (34 gkal/g) och man har därför anledning förmoda att värmetoningens storlek och dess förändringar under olika betingelser analytiskt bör kunna utnyttjas inom humusforskningen. Gisiger (1934) anger exempelvis att humus från matjorden ger ca 60 gkal/g och från alven ca 110 gkal/g, egna undersökningar har varierat mellan 23—104 gkal/g humus. Siffrorna är ett uttryck för kvalitativa förändringar hos jordens organogena komponenter.

Om det adsorberade vattnets natur

Inom lerforskningen nedlägges ett stort intresse på undersökningar av systemet ler--vatten och man är allmänt av den uppfattningen att det adsorberade vattnet har någon form av regelmässig uppbyggnad. Problemet har angripits från olika utgångspunkter och undersökningarna har utmynnat i den uppfattningen att det bundna vattnet föreligger i tetragonala eller oktaedriska förband. Det är endast i fråga om orsakssammanhanget, som åsikterna är delade. Då Grim (1953) har givit en utmärkt översikt på detta område vill jag i detta sammanhang inskränka mig till att visa hur man kan beräkna det bundna vattnets orienteringsentropi, d. v. s. ett uttryck för den energiomsättning ($= T\Delta s$) som är en följd av att vattnet orienteras på den aktiva ytan under samtidig förlust av kinetisk energi (Robins 1952). För en sådan beräkning måste vi experimentellt fastställa dels ändringen i vattnets fria energi (Δf) dels ändringen i specifikt värmeinnehåll (Δh) vid infinitisimala vattenkvantiteter. Relationen mellan dessa och systemets entropiförändring anges av Gibbs formel

$$\Delta f = \Delta h - T\Delta s$$

Ändringen i fri energi för vatten, som bindes vid en aktiv yta, är alltid negativ och den beräknas enligt relationen

$$-\Delta f = \frac{RT}{M} \ln \frac{100}{P}$$

då man känner det ångtryck som står i jämvikt med systemet. P är relativa fuktigheten och Δf är angivet i erg/g vatten. Bestämmer man således adsorptionsisotermen över vattenånga (i vilken de hygroskopiska koefficienterna ingår) kan man räkna om denna till ett kontinuerligt samband mellan fri energi eller »bindningsenergi» och vattenhalt. I ett semi-logaritmiskt diagram ger mätningarna upphov till kurvan »Δf» i fig. 6. Denna är vanligtvis en rät linje över ett eller möjligen två potensintervall (10^8—10^{10} erg) vilket underlättar utjämningen av de experimentella felen.

Ändringen i specifikt värmeinnehåll är för berörda reaktion liktydig med det differentiala bevätningsvärmet. Som tidigare omnämnts kan denna icke bestämmas experimentellt utan det kontinuerliga sambandet mellan Δh och vattenhalt beräknas ur bevätningsvärmekurvan. För utjämning av de beräknade värdena har använts ekv. 3, vilken även den ger en rät linje i ett semilogaritmiskt diagram (den räta linjen med beteckningen Δh i fig. 6). Δh är enligt ermodynamisk konvention negativ om värme frigöres från systemet,

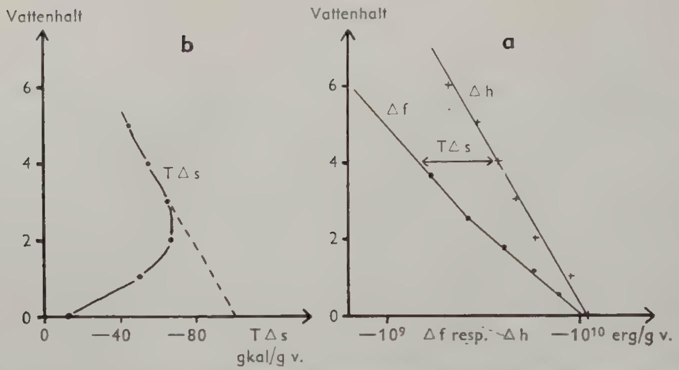


Fig. 6. a) Utjämnade samband mellan vattenhalten och det adsorberade vattnets fria energi, Δf, resp. bevätningsreaktionens entalpi, Δh. b) Från diagram a) beräknade värden på vattnets entropiförändringar, Δs (eg. $T\Delta s$).

ett förhållande som gäller vid bevätningsreaktionen. Som framgår av figuren beräknas $T\Delta s$ som differensen mellan de två kurvorna, kurvor som tillkommit endast för att utjämna uppmätta eller beräknade värden. Tecknet på entropin (Δs) är beroende av den inbördes storleksordningen mellan Δf och Δh. Negativa värden på Δs innebär att systemets ordning eller orientering blivit större än tidigare. Så är också fallet, vilket framgår av fig. 6 och 7 varvid $T\Delta s$ angivits i gkal/g vatten.

Helt i anslutning till vad man kan vänta blir den frigjorda orienteringsenergin mindre ju större vattenhalt provet har, d. v. s. vattenmolekylernas orientering under inflytande av partikelytans elektriska fält blir sämre ju längre ut från ytan, som molekylerna befinner sig. Omvänt ökar orienteringsenergin vid fallande vattenhalt, en ökning som icke kan pågå in absurdum utan måste begränsas av ett definitivt slutvärde. Från kurvorna i fig. 7 kan detta icke utläsas därför att en positiv entropieffekt summeras till den tidigare negativa varför den jämnt stigande kurvan $T\Delta s$ avböjes vid en vattenhalt på 1,5—3 % och går mot 0 eller rent av positiva värden. Det senare inträffar när Δh numeriskt är $< \Delta f$.

Antar vi att det adsorberade och fullständigt orienterade vattnet har en med is överensstämmande konfiguration måste orienteringsenergin vara lika med isens smältvärme, 80 gkal/g, plus förlusten av kinetisk energi från 20° C då mätningarna utförts till 0° C, således totalt ca 100 gkal/g vatten. En extrapolering av $T\Delta s$-kurvorna mot —100 förefaller i samtliga fall att vara berättigad (streckad kurvgren) men det skall här understrykas att det inte är möjligt att bestämma slutvärdet för vattnets orienteringsenergi.

En positiv entropieffekt innebär att en viss energimängd förbrukats

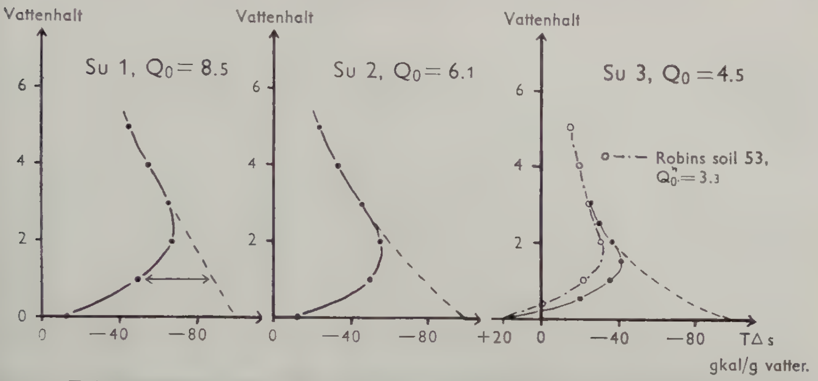


Fig. 7. $T\Delta s$-funktionen för några jordar med varierande värden på bevätningsvärmet vid vattenhalten 0 ($= Q_0$). Soil 53 återges i bearbetat skick.

under bevätningsprocessen. Vi kan nämligen uttrycka Gibbs formel så att Δf eller »the maximum useful work» är den väntade energiomsättningen, Δh är den verkligen funna och $T\Delta s$ en positiv (endoterm) eller negativ (exoterm) oväntad energiomsättning. Utgår vi från den gjorda extrapoleringen så framkommer den med pil markerade oväntade endoterma effekten och dess beroende av vattenhalten. Effekten blir störst när vattenhalten går mot det konventionellt införda 0-värdet. Man kan tyvärr icke ge ett entydigt svar på varav denna effekt orsakas, utan här skall endast anges några alternativa förklaringar. Positiva entropivärden kan exempelvis orsakas av »an increase of randomness» som för denna reaktion kan tolkas så att antalet vattenmolekyler per ytenhet blir så lågt att orienteringen i ett kristallgitter försvåras. Det fordras ju ett visst minsta antal för att en kristall skall bildas. Man kan vidare tänka sig att de adsorberade katjonerna stör orienteringen av vattenmolekylerna antingen genom sin termiska rörelse eller därför att de icke kunna inpassas i gitterstrukturen (Forslind 1950). I enlighet med resultaten skall denna inverkan bli allt mer markerad ju lägre vattenhalten är. Men vi har också en direkt energikrävande process, som inträffar vid bevätning av jord, nämligen uppbyggandet av det elektriska dubbelskiktet. Därvid fordras energi dels för att öka katjonernas termiska rörelse dels för att flytta dessa ut från partikelytan mot den elektriska gradienten. Det sista alternativet förefaller att ge den troligaste förklaringen till varför $T\Delta s$-funktionen är sammansatt av såväl en negativ som en positiv komponent.

De olika avsnitten i denna uppsats kommer att successivt publiceras i Lantbrukshögskolans Annaler under samlingstiteln »Heat of wetting of soils».

Litteratur

ANDERSON, M. S. and MATTSON, S. (1926). Properties of the colloidal soil material. U. S. Dept. Agric., Bull. No. 1452.

BAVER, L. D. (1928). The relation of exchangeable cations to the physical properties of soils. J. Am. Soc. Agr. *20*, 921—941.

EDLEFSEN, N. E. and ANDERSON, A. B. C. (1943). Thermodynamics of soil moisture. Hilgardia *15:* 2.

ERIKSSON, E. (1952). Problems of heat flow in differential thermal analyses. K. Lantbrukshögskolans Ann. *19*, 127—143.

FORSLIND, E. (1950). Some remarks on the interaction between the exchangeable ions and the adsorbed water layers in montmorillonite. Trans. 4th Congr. Soil Sci., *1*, 110—113.

GISIGER, L. (1934). Beitrag zur Kenntnis der Benetzungswärme von Wiesenböden. Lantw. Jahrbuch d. Schweiz, *48*, 1185—1202.

GRIM, R. E. (1953). Clay Mineralogy. Mc Graw-Hill Publ. Comp., London.

HEARMON, R. F. S. and BURCHAM, J. N. (1955). Specifik heat and heat of wetting of wood. Nature, Vol. *176*, na 4490, 978—981.

HOSCH, M. (1937). Heat of wetting of some soil colloids at different moisture content. Soil Sci. *43*, 257—273.

JANERT, H. (1931). Untersuchungen über die Benetzungswärme des Bodens. Zeit. Pfl., D., Bodenk. *19 A*, 281—313.

— (1934). The application of heat of wetting measurements to soil research problems. J. Agr. Sci. *24*, 136—150.

KAPP, L. C. (1930). The approximate size of soil particles at which the heat of wetting is manifested. Soil Sci. *29*, 401—412.

MARSHALL, C. E. and UPCHURCH, WM. J. (1953). Free energy in cation interchange as illustrated by plant root-substrate relationships. J. Phys. Chem. *57*, 618—621.

MITSCHERLICH, E. A. (1901). Untersuchungen über die physikalischen Bodeneigenschaften. Lantw. Jahrb. *30*, 361—445.

ODÉN, S. (1955). Heat of wetting of soils. I. A micro method for the determination of heat of wetting. K. Lantbrukshögskolans Ann. *22*. 269—277.

PARMELEE, C. W. and FRECHETTE, P. (1942). Heat of wetting values of fired and unfired clays. J. Am. Ceram. Soc., *25*, 108—112.

PATE, W. N. (1925). The influence of the amount and nature of the replaceable base upon the heat of wetting of soils and soil colloids. Soil Sci., *20*, 329—335.

ROBINS, J. S. (1952). Thermodynamics of soil moisture. Soil Sci. *74*, 127—139.

ROSENQVIST, I. TH. (1955). Investigations in the clay-electrolytewater system. Norw Geotech. Inst. Nr. 9.

Om oxalatmetoder och deras användning vid markstudier[1]

Av

ELISABETH ANDERSSON[2]

Abstract: The paper presents a short description of the acid oxalate method of O. Tamm and the application of this method to different soils. The results are discussed in connection with analysis of one podzolic profile and two profiles of gyttja soils. It has been observed that the results are influenced by the moisture content of samples being analysed and the kind of organic matter, which combines the precipitated gel-complex in the soil. Finally an application of the neutral oxalate method for the extraction of soil humates is also discussed in brief.

---

[1] Föredrag vid Svenska föreningens för lerforskning sammanträde i Ultuna den 16 maj 1956.

[2] Inst. för marklära, Kungl. Lantbrukshögskolan, Uppsala.

När man talar om oxalatmetoder, som användas i markundersökningar, tänker man naturligtvis först på den sura oxalatmetoden, vilken utarbetades av O. Tamm och även uppkallats efter honom. Den baseras på oxalsyrans förmåga att bilda komplexsalter med Fe, Al och andra komponenter av gelkomplex, varigenom det utfällda komplexet dispergeras (överföras i lösligt tillstånd).

Man använder ett flertal olika sura oxalatlösningar som extraktionsmedel och lösningarnas acciditet avpassas genom att på lämpligt sätt blanda neutral ammoniumoxalat med fri oxalsyra. Den suraste lösningen (lösn. A) har pH 3,25 och har en högre halt av anjonen $HC_2O_4^-$, vilken är särskilt aktiv vid bildning av komplexsalter. Lösningen bör emellertid inte användas för fintexturella jordar, emedan den har en viss förmåga att upplösa lermineralen på grund av sin höga koncentration av vätejoner. För lerjordar rekommenderas andra lösningar (B och C) med lägre vätejonkoncentration med pH 3,9 resp. 4,14. De innehålla emellertid mindre mängd av den aktiva jonen $HC_2O_4^-$. För att ersätta denna förlust bör man använda större mängder av extraktionslösningen.

Det som går i lösning då den sura oxalatmetoden användes är huvudsakligen Fe, Al, mindre mängder gelbundet SiO_2, P_2O_5, Ti och Mn samt ibland betydliga mängder av humus. Tamm (1932) anger i sin beskrivning av metoden, att den passar särskilt för undersökningar av jordkolloidernas vandring och utfällning. Därför kan denna metod betraktas som särskilt lämplig vid studier av podsolerade jordar, i vilka jordkolloidernas vandring och utfällning är särskilt utpräglad. Där får man vanligen mycket karaktäristiska resultat. Nedanstående analyser av en podsol från Häggbygget, skola illustrera detta (Mattson *et al.* 1950). Podsolen var tagen i en barrskog på Hallandsåsen och har ett mycket kraftigt utvecklat blekjordsskikt.

Tabell I

Horisont	Glödförlust %	Extinktionsvärde	Oxalatlösliga sesquioxider, mg/100 g jord	
			Al_2O_3	Fe_2O_3
A_1	37,4	.025	31	219
A_2	1,5	.004	20	54
B_1	10,6	.700	986	1 943
B_2	7,7	.132	1 515	2 245
B_3	3,5	.030	1 117	332

Det finns endast ringa Fe och Al i A-skikten, vilket är särskilt påtagligt i A_2. Dessa ämnen ha utlösts och urlakats i naturen, men i B-skiktet extraheras en stor mängd av dem. B- äro anrikningshorisonter, där från A-skikten urlakat Fe och Al falla ut tillsammans med humusen. Extinktionsvärdena i Tabell I visa, att det bara är β-humus, som är löslig i sur oxalatlösning, d. v. s. den humusfraktion som är syralöslig men sesquioxid-fällbar. Denna humusform är utlöst i naturen och är borta från A-skikten. Där återfinner man endast α-humus, som inte löses upp av den sura oxalatlösningen, vilket framgår av att extinktionen i A_1 endast är 0,025, trots att glödförlusten är nära 40 %. I B_1-skiktet är förhållandet däremot det omvända. Extinktionen är så hög som 0,700 (d. v. s. 28 ggr högre än i A_1) medan däremot glödförlusten endast uppgår till 10,6 % (d. v. s. $3^1/_2$ ggr lägre). Även i B_2 är betydande kvantiteter av β-humus utfälld. Mattson (1950) påpekar i en av sina avhandlingar att den sura oxalatmetoden är en värdefull metod vid studier av β-humusen.

Den sura oxalatmetoden har tillämpats av oss även för undersökningar av andra jordar. Man får därvid ta hänsyn till att förmågan att bilda lösliga salter av det utfällda gelkomplexet är beroende på flera faktorer. Bland de väsentligaste är fuktighetstillståndet hos de utfällda kolloiderna och arten av organisk substans, som sammanbinder dessa. De fuktiga, hydraterade oxiderna av Fe, Al och andra ämnen lösas lätt av den sura oxalatlösningen, men kompakta och uttorkade kolloider lösas mycket sakta och ej heller fullständigt. Detsamma gäller för humusen. Fe, Al och andra komponenter, som äro bundna med högoxiderad syralöslig β-humus, gå lätt i lösning vid sur oxalatbehandling och samtidigt dispergeras β-humusen och färgar extrakten mer eller mindre starkt. Annorlunda förhåller det sig med α-humusen, som är olöslig i syror. Den påverkas inte av den sura oxalatbehandlingen och de metallkomponenter, som ingå i det utfällda gelkomplexet, upplösas inte fullstänigt vid behandlingen.

Vi ha tillämpat den sura oxalatmetoden bland annat vid studier av en hydrologisk profilserie av gyttjajordar vid Kungsängen (E. Koutler-Andersson *et al.* 1955). Profil I ligger lägst, endast 7,6 m över medelvattenytan i Fyrisån, och profil IV, som ligger 200 m väster om den första profilen, har en nivåskillnad av ungefär 1 m i förhållande till profil I. Några analysresultat från dessa profiler ha införts i Tabell II.

Den sura oxalatmetoden har använts i de båda profilerna för såväl naturfuktig som lufttorkad jord. Fördelningen av Fe_2O_3 i de båda profilerna visar samma gång: först ökning med djupet och sedan minskning igen.

Maximal halt av Fe motsvarar gleyskiktet, som ligger betydligt djupare i profil I and i profil IV.

Al ökar ganska jämnt med djupet i profil I. I profil IV minskar det först till ett djup av 80—95 cm och ökar sedan igen. I den reducerande

Tabell II

Oxalatlösligt järn och aluminium i fuktiga (F) och lufttorra (T) jordar, mg/g torr vikt.

Djup cm	Fe_2O_3 F	Fe_2O_3 T	Fe_2O_3 Skillnad	Al_2O_3 F	Al_2O_3 T	Al_2O_3 Skillnad
Profil I						
0— 15.....	—	—	—	—	—	—
40— 50.....	8,64	7,46	— 1,18	3,57	2,99	— 0,58
80— 95.....	10,67	9,94	— 0,73	3,47	3,47	± 0,0
135—145.....	22,95	18,78	— 4,17	3,63	3,62	— 0,01
150—165.....	11,09	9,27	— 1,82	4,27	3,83	— 0,44
220—235.....	14,96	12,70	— 2,26	4,83	4,65	— 0,18
280—295.....	15,69	14,02	— 1,67	5,48	4,87	— 0,61
335—350.....	13,86	11,97	— 1,89	5,13	4,35	— 0,78
Profil IV						
0— 15.....	8,98	8,46	— 0,52	3,73	3,73	± 0
40— 50.....	17,66	15,50	— 2,16	3,21	2,59	— 0,62
80— 95.....	11,91	13,30	+ 1,39	1,26	2,41	+ 1,15
130—145.....	9,91	11,81	+ 1,90	1,71	2,35	+ 0,64
155—168.....	8,02	7,94	— 0,08	2,73	2,56	— 0,17
200—215.....	9,94	8,31	— 1,63	2,73	2,53	— 0,20
270—285.....	9,20	7,37	— 1,83	2,77	2,08	— 0,69
335—350.....	8,22	6,86	— 1,36	2,90	2,53	— 0,37

zonen är Al ganska jämnt fördelad. Vid en jämförelse mellan profil I och IV framgår (med undantag för de översta skikten), att profil I nnehåller betydligt mera Fe och Al än profil IV, både i det fuktiga och i det torra tillståndet. Detta kan delvis bero på den organiska subtansen, som troligen inte är av samma art i de båda profilerna; reduktions-zonen i profil I är inte så kraftigt utvecklad som i profil IV, dessutom ligger profil I lägre och endast 7 m från ån, varför fuktighetsförhållandena här äro gynnsammare för bildning av komplexsalter. Vid ufttorkning minskas som regel jordens förmåga att bilda komplexalter både med Fe och Al, med undantag av djupen 80—95 och 130—45 i profil IV, där lösligheten av både Fe och Al ökar vid torkningen. Denna företeelse är svår att förklara. Den kan till exempel bero på illståndet hos den organiska substansen på detta djup, där övergången rån aerob till anaerob zon sker. Alla extraktionslösningar från de båda rofilerna voro ganska färglösa med extinktionsvärden omkring 0,020. Detta visar att den organiska substansen i gyttjajordar påverkas mycket tet av den sura oxalatlösningen. Detta faktum, liksom också den anska låga halten av oxalatlösligt Fe och Al i det översta humusrika kiktet av profil IV och särskilt i den anaeroba zonen, där det finns etydande mängder av organisk substans i form av gyttja, har givit oss anledning att misstänka, att de utfällda sesquioxiderna i denna jord hållas bundna av organisk substans. Den sura oxalatlösningen kan upplösa endast en del av dem. För att klarlägga denna fråga utfördes följande experiment. Organisk substans oxiderades med vätesuperoxid och sedan behandlades jorden med sur oxalatlösning. De erhållna resultaten framgå av Tabell III (E. Koutler-Andersson *et al.* 1955).

Tabell III

Oxalatlösligt järn och aluminium i lufttorr jord (profil IV) före och efter behandling med H_2O_2, mg/g torrvikt.

Djup cm	Fe_2O_3			Al_2O_3			Summan av oxalatlösliga sesquioxider		
	Före behandlingen	Efter behandlingen	Ökning %	Före behandlingen	Efter behandlingen	Ökning %	Före behandlingen	Efter behandlingen	Ökning %
0— 15	8,46	12,28	45,2	3,73	7,65	105,1	12,19	19,93	63,6
40— 50	15,50	18,19	17,4	2,59	3,61	39,4	18,09	21,80	20,5
80— 95	13,30	15,62	18,9	2,41	2,86	18,7	15,71	18,48	18,9
130—145	11,81	14,71	24,6	2,35	3,09	31,5	14,16	17,80	25,7
270—285	7,37	15,36	108,4	2,08	3,61	73,6	9,45	18,97	100,7

I det översta skiktet ökas järnhalten med 45 % och Al med 105 % efter behandling med H_2O_2. I de djupare liggande skikten finns mycket mindre organisk substans, och ökningen är inte så kraftig efter vätesuperoxidbehandlingen. Men i den anaeroba zonen på djupet 270—285 cm, där gyttjahalten är 4,3 %, är ökningen efter H_2O_2-behandlingen mycket kraftig, särskilt för järn, som ökar med 108 %. Al ökar med 73 %. Det visar sig. att i det översta skiktet är det främst Al, som är fast bundet vid humusen, men i anaeroba zonen är järnet huvudsakligen bundet av gyttja.

I Tabell III visas också summan av sesquioxider före och efter behandlingen med H_2O_2. Ökningen i det översta skiktet är 63 % och i den anaeroba zonen 100 %.

En annan intressant sak kan utläsas av siffermaterialet. Före behandlingen med H_2O_2 varierade värdena ganska mycket för de 5 punkterna, men efter behandlingen bli de ganska jämna, med undantag av gleyskiktet, som visar en svag ökning (22 mg). I övrigt variera värdena mellan 18 och 20 mg per g jord. Detta försök visar vilka enorma mängder av sesquioxider, som hållas bundna av organisk substans i denna jord, och detta får man ta hänsyn till vid användningen av den sura oxalatmetoden.

Den sura oxalatmetoden har även använts vid studier av mangan. Mattson (1948) har använt den samtidigt med andra metoder vid sina studier av Mn-fördelningen i profilerna från Brännalt och Gunnared, och det visar sig därvid att man med hjälp av denna metod kan lösa upp ända till 25 % av den totala halten av Mn. Tamms oxalatmetod har även använts i lerforskningen för att avlägsna utfällda oxider av Fe och Al före upptagningen av ett provs röntgendiagram. Så även med Schofields metod, som är en modifikation av Tamms metod. Den förra har dock en mycket kraftigare förmåga att lösa upp de utfällda sesquioxiderna.

Jag vill också nämna något om en neutral oxalatmetod, vilken användes för extraktion av humater. Det är natriumoxalatmetoden och den användes på Ca (och Mg) mättade jordar. Reaktionen går enligt följande schema:

$$\mathrm{A:Ca + Na_2C_2O_4 = 2\ A:Na + CaC_2O_4}\text{-fällning}$$

A = organisk acidoid.

Ca fälles som oxalat och Na dispergerar humusen. Man får mycket mörka lösningar vid denna behandling. Vi ha inte prövat denna metod på vår institution. I kritiken påpekas emellertid, att denna metod (liksom fluor- och pyrofosfatmetoderna) icke giver så bra resultat som NaOH-metoden. Men man måste ändå medgiva, att även om denna metod inte är så perfekt, den ändå har vissa fördelar. När man extraherar humater med hjälp av NaOH, måste man som bekant ha jorden i vätemättat tillstånd, och det innebär en hel del förberedande och tidskrävande arbete; först förträngning av adsorberade katjoner och sedan borttvättning av det fria saltet eller syran. Använder man däremot natriumoxalat, behöver man icke förbehandla proven utan man behandlar jorden i dess naturliga tillstånd (Ca- och Mg-mättad).

Avslutningsvis vill jag framhålla, att den sura oxalatmetoden, vilken jag huvudsakligen berört i denna uppsats, är en mycket intressant metod och har ett stort vetenskapligt värde för de marklärespecialister, som ägna sitt arbete åt jordmånsbildningen och alldeles speciellt åt studier av podsolerade jordar.

Litteraturförteckning

Koutler-Andersson, E., Tomlinson, T. E., Vahtras, K., and Wiklander, L. 1955. Studies on Gyttja Soils. V. Description of a hydrologic Profile Series. Kungl. Lantbrukshögskolans Ann., *22*, 279—295.

Mattson, S., Eriksson, E., and Vahtras, K. 1948. Effects of excessive liming on leached acid soils. Kungl. Lantbrukshögskolans Ann., *15*, 291—307.

Mattson, S., Alvsaker, E., Koutler-Andersson, E., Barkoff, E., and Vahtras, K. 1950. Phosphate Relationships of Soil and Plant. VI. The salt effect on phosphate solubility in pedalfer soils. Kungl. Lantbrukshögskolans Ann., *17*, 141—160.

Tamm, O., 1932. Über die Oxalatmethode in der chemischen Bodenanalyse. Medd. Stat. Skogsförs.-anst., *27*, 1—20.

Some Unsolved Problems in Clay Mineralogy[1]

By

Robert C. Mackenzie[2]

It is proverbial that the more one knows the more one wants to know — and this applies to clay mineralogy as to any other science. It might, for example, be considered that, in view of the twenty years or so which have elapsed since the first elucidation of the elements of clay mineral structures, the structural basis of clay mineralogy would by now be reasonably sound. That this is hardly so is well illustrated by consideration of the commonly-accepted structures; the following are only a few of the problems which remain to be solved.

1. The Kandites (Kaolin Minerals).

(*a*) The nature of the forces binding kaolin sheets together: recent infra-red spectrographic investigations have shown the presence of only ionic hydroxyl groups in kaolinite; the existence of hydrogen bonds, as commonly postulated, thus seems doubtful, unless, of course, some frequency shifts occur.

(*b*) The problem of *b*-axis disordered kaolinite (Brindley's »fireclay-mineral»): there is no conclusive evidence at present as to whether the supposed intermediates between kaolinite and the completely random *b*/3 disordered form are in fact intermediates, or whether they are mixtures of two end-members.

(*c*) The arrangement of kaolin sheets in halloysite: this is normally considered to be completely random, but some disordered forms of kaolinite give peaks on differential themal curves at a lower temperature than that for halloysite. One possible explanation of this, which cannot be overlooked, however, is the occurrence of isomorphous substitution, which may be possible in disordered forms — see Robertson, Brindley and Mackenzie, 1954. The tubular form of halloysite does not necessarily indicate random superposition of sheets since more ordered kaolin minerals can also occur as tubes — see Honjo, Kitamura and Mihama, 1954. This reverts attention to problem (*a*) above.

2. The Mica-Smectite Series.

(*a*) The binding forces between sheets: the surface charge density decreases in the order muscovite > vermiculite > smectite and the swelling propensity increases in the same order; the reasons for this do not, however, appear to be completely elucidated.

(*b*) The structure of montmorillonite: of the three structures, the Hofmann-Endell-Wilm, the Edelman-Favejee, and the McConnell, most evidence, including recent work on organic complexes — see Greenland and Russell, 1955 — supports the Hofmann-Endell-Wilm structure.

---

[1] Summary of a lecture given at Uppsala University in November 1955.

[2] The Macaulay Institute for Soil Research, Craigiebuckler, Aberdeen.

(*c*) The occurrence of abnormal illites and montmorillonites (Cole, 1955): the order-disorder theory appears a more likely explanation than interstratification of non-uniform layers, but the suggestion of Cole that abnormal illite is likely to have developed from normal montmorillonite and abnormal montmorillonite from normal illite does not seem entirely satisfactory and other modes of formation seem equally probable.

(*d*) The existence of H_3O^+ in illite (Brown and Norrish 1952): if this is so, one would expect illite to react like montmorillonite and to lose Al^{+3} from octahedral to exchange positions; it is not known whether or not this occurs.

(*e*) A non-interstratified intermediate between illite and smectite: such an intermediate has been postulated in systematisation series (see Mackenzie 1956 a), but there is as yet no incontrovertible evidence of its existence.

(*f*) The five-layer sequence: in interstratified minerals the ratio of layers is frequently 4:1, 3:2, etc.; it is not known whether the five-layer sequence has a particular significance or whether it is fortuitous.

3. The Fibrous Minerals.

(*a*) The existence of (OH_2) groups in palygorskite: although water may be highly polarised, it seems doubtful, in the author's estimation, whether it could satisfy bonds as suggested in the commonly-accepted structure; in addition, the palygorskite structure does not appear to explain fully the differential thermal curve.

4. General.

(*a*) Can all clay minerals be regarded as a continuous series with nterstratified minerals as the intermediates?

(*b*) Does spiral growth occur with clay minerals as with, *e. g.*, micas?

5. Sesquioxides.

(*a*) The identity of δ-Fe_2O_3: is it a disordered form of hematite, or identical with hydrohematite? (See Mackenzie, 1956 *b*).

(*b*) The origin of the 250—300° C peak on differential thermal curves for gibbsite — see Mackenzie, 1956 *b*.

This brief survey of only a few of the fundamental problems still awaiting elucidation amply serves to illustrate the paucity of our knowledge on some fundamental aspects of clay mineralogy. Before udging the present state of our knowledge on what we do know it is ndeed salutary to pause and consider what has still to be learned.

References

BROWN, G., and NORRISH, K., 1952. Hydrous micas. *Miner. Mag.*, *29*, 929—932.

COLE, W. F., 1955. Interpretation of differential thermal curves of mixed-layer minerals of illite and montmorillonite. *Nature, Lond.*, *175*, 384—385.

GREENLAND, D. J., and RUSSELL, E. W., 1955. Organo-clay derivatives and the origin of the negative charge on clay particles. *Trans. Faraday Soc.*, *51*, 1300—1307.

HONJO, G., KITAMURA, N., and MIHAMA, K., 1954. A study of clay minerals by means of single crystal electron diffraction diagrams — the structure of tubular kaolin. *Clay Min., Bull.*, *2*, 133—141.

MACKENZIE, R. C., 1956 a. Potassium in clay minerals. *Potassium Symposium, 1955*, pp. 123—137.

— 1956 b. The oxides of iron, aluminium and manganese. Chapter XII of »The Differential Thermal Investigation of Clays». Mineralogical Society, London. In press.

ROBERTSON, R. H. S., BRINDLEY, G. W., and MACKENZIE, R. C., 1954. Mineralogy of kaolin clays from Pugu, Tanganyika. *Amer. Min.*, *39*, 118—139.

Notiser

Groupe Français des Argiles, den franska föreningen för lerforskning, har utkommit med *Tome VI* av sin *Bulletin*. Den har i och med detta nummer, som fått underrubriken *Nouvelle Série No 1*, övergivit den tidigare stencilerade formen för ett bättre tryck. CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE står som utgivare. Tome VI har följande innehåll:

S. TAVORIAN: Quelques aspects théoriques et pratiques du frittage.

A. RIVIÈRE, L. VISSE, R. FRIDMAN et S. VERNHET: Nouvelles recherches sur les argiles sédimentaires (med diskussionsinlägg av G. Millot).

S. HÉNIN et O. ROBICHET: Résultats obtenus au cours des nouveaux essais de synthèse de minéraux argileux.

S. CAILLÈRE et S. HÉNIN: Ètude chimique des phyllites des minerais de fer sédimentaires.

R. WEY: Sur l'adsorption en milieu acide d'ions $PO_4H_2^-$ par la montmorillonite.

G. SABATIER: Les transformations du mica muscovite aux environs de 700° C.

Clay Minerals Bulletin, Vol. 2, No 14 (Dec. 1955) har utkommit. Detta häfte avslutar volym 2 och innehåller registret för denna volym samt även följande uppsatser:

ROBERT H. S. ROBERTSON: Formation of clay minerals.

R. M. S. PERRIN: The formation of oriented aggregates for Brindley-Robinson type X-ray cameras.

R. J. W. MCLAUGHLIN: Effects of grinding on dickite.

E. GUTIÉRREZ RIOS and D. M. C. MACEWAN. Summary of colloquium held at Zaidin Experimental Station, Granada, Spain.

CONTENTS list for Volume 2.

ALPHABETICAL INDEX to Volume 2.

De ovan refererade häftena, liksom även tidigare nummer, av de båda tidskrifterna kunna lånas av föreningens medlemmar efter hänvändelse till sekreteraren.

A. M. Byström

Notis

Till belysning av den sfärolitiska järnkiseln från Långban

Av

PER GEIJER

Under litteraturstudier rörande kvartsrandmalmer har jag råkat finna några uppgifter, som synas vara av intresse för tolkningen av de vackra sfärolitstrukturer i järnkisel från Långban, vilka nyligen beskrivits av O. Brotzen (1955).

Det rör sig om strukturer uti de mäktiga avlagringar av »chert»[1], som utgöra ett karakteristiskt inslag i den överjurassiska Franciscangruppen i Kalifornien. De första uppgifterna härröra från Sterrett (1911), som nämner hurusom sfärolitiska varianter användas för tillverkning av smärre prydnadsföremål, under handelsnamnet »kinradite». En analyserad form höll 88,5 % SiO_2 och 10.3 % Fe_2O_3, men i regel skall järnhalten vara vida mindre, vilket även bekräftas av senare uppgifter. Sfäroliterna växla i storlek från mikroskopiska mått till mer än en tum i diameter. De ha en radiell struktur med koncentrisk bandning kring centrum.

Vidare uppgifter, särskilt angående förekomstsättet, ha lämnats av Davis (1918) och av Taliaferro (1943). Från den sistnämndes arbete må följande citeras. Mellanrummen mellan kuddarna i pillowlavor i Franciscangruppen äro vanligen fyllda av palagonitomvandlat vulkaniskt glas, men stundom av chert eller kalksten. Denna chert liknar den lagerformigt uppträdande men saknar i motsats till denna inneslutna radiolarier. »In places it has a spherulitic texture which is beautifully accentuated by polishing. This texture is also developed in bedded cherts on the margins of intrusives.» Om den av basiska och ultrabasiska intrusioner förorsakade metamorfosen heter det vidare: »This ordinarily results in an obliteration of the rhythmic bedding and an increase in color to bright shades of vermilion and orange. The chert becomes spherulitic and there is a tendency toward the aggregation of iron oxides towards centers.»

Det synes efter dessa beskrivningar mycket sannolikt, att järnkiseln vid Långban har fått sin sfärolitstruktur genom lindrig metamorfos på ett relativt tidigt stadium.

För de malmgenetiska synpunkter, som Brotzen anknyter till sin beskrivning, har denna jämförelse naturligtvis inga konsekvenser. I detta sammanhang synes det emellertid vara av intresse att erinra om förekomsten av ett så karakteristiskt Långbanmineral som kentrolit i den sedimentära ärn-manganmalmen vid Klintgruvan Ö om Krylbo.

---

[1] För de former av kemiskt utfälld SiO_2, som på engelska benämnas »chert» eller jasper», saknas fullt motsvarande term på svenska. »Järnkisel» täcker endast de varianter, som äro färgade av järnoxid.

Referenser

BROTZEN, OTTO. 1955: Some microstructures in jasper from the Långban Mine, Sweden. G. F. F. 77: 275.

DAVIS, E. F. 1918: The radiolarian cherts of the Franciscan group. Univ. Calif. Publ., Bull. Geol. Dept., 11: 235.

GEIJER, PER. 1939: Kentrolite in a metamorphic manganese-iron ore of sedimentary origin. G. F. F. 61: 204.

STERRETT, DOUGLAS B. 1911: Gems and precious stones. U. S. Geol. Survey, Mineral Resources 1910, Pt 2: 870.

TALIAFERRO, NICHOLAS L. 1943: Franciscan-Knoxville problem. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, 27: 109.

Anmälanden och kritiker

A Reply to Professor Henr. Munthe

By

MATTI SAURAMO

The Grand Old Man of the study of the history of the Baltic, Professor Henr. Munthe, has been considerate enough, in spite of his great age, 95 years, to discuss my paper on the Ancylus Lake (Sauramo, 1954) in No. 3, 1955, of this journal. Inasmuch as I shall now give some additional information to support my views, I want to emphasize the fact that the paper under consideration is a preliminary report of mine, a concise abstract of an extensive, detailed monograph dealing with the shore-line displacement in Fennoscandia and in its nearest surroundings, a work I have had under preparation during a period of two and a half decades. This monograph is now about to be completed, but I have also earlier occasionally presented in detail certain problems not based on any more extensive material. Such an exposition might be convenient for a person familiar with the field, but inadequate for a real specialist. Many questions may thus arise, particularly if — as in this case — the result differs from the dominant view.

Of Munthe's many interesting questions some do not deal with the topic proper. In this connection it is not possible for me to treat more than two cases. One concerns the Lomma clay on the shore of the Sound, at sea-level, and the occurrence of fossil *Gadus polaris* in this clay. Prof. Munthe would have it antedate the Baltic Ice-Lake, so as to go back to the time when the Baltic was connected with the White Sea. I correlate the Lomma clay with the marine limit at Kullaberg—Halmstad and Vendsyssel, and with the old Yoldia clay in Vendsyssel. Thus it is synchronous with the marine limit of Finnmark and that of the Kola peninsula, that is, the l-shore-line of Tanner. In the forest history this clay belongs to the Older Dryas sub-stage. The said correlation is brought out in a recent paper of mine (Sauramo 1955 b). Prof. Munthe states that the shore-line is missing in the diagram of my »time-table» illustrating the shore-line displacement at the 30-metres Litorina isobase. This is due to the fact that southern Finland at that time still was covered by the ice sheet. As to the shore-line i, of Alleröd age, it quite properly could be marked on the diagram at a level of 120 metres, as I now think, and I am obliged to Prof. Munthe for pointing out this defect. The diagram is continuously changing in accordance to the progress of my synthesis, which will never be complete.

The other case outside the main topic deals with the complicated shore-line displacement of the Salpausselkä belt, which, according to Prof. Munthe, is »in the need of a more exact interpretation». Undoubtedly, this statement could be applied to all study of the past. In my own opinion the phase in question is the most appropriate and essential one. The reasons for this are as follows. There are many observations and much material from the Salpausselkä belt. We know that it consists of two ice-marginal formations, about 600 kilometres in length; and, in addition, a third one occurs in the extreme southwestern and northeastern sections. The inner structure of this ice-marginal formation is visible, for example, in the excellent railroad cut at Heinola (Sauramo, 1931). The ice-marginal formation consists of an end moraine and stratified drift. I share Ramsay's opinion about these accumulations of stratified drift, viz., that they represent glacio-fluvial deltas, the height of which was controlled by the level of the Baltic at that time. A good example is the part of a very extensive delta west of Lahti, studied by J. Donner (1951). The Younger Dryas age of the Salpausselkä formation, a result first obtained by Donner by means of his pollen analyses is now generally accepted. According to my own varved clay investigations all three Salpausselkä end moraines were formed during a period of one thousand years, and this dating, the first of its kind (Sauramo, 1918, 1923) is in good agreement with the recent radiocarbon dates (f. ex. Krog 1954). On the basis of the clay stratigraphy I have furthermore shown that at the end of each of the Salpausselkä stages a sudden drop in the level of the Baltic took place, the first one in the year of 435 before my tentative 0-year, the second in ± 0, and the third one during the third century after this event. The first drop in the level of the Baltic was 25 metres to the marine shoreline g, the second and the third 27 and 25 metres, respectively, to the shoreline f or YI. The position of the water level of the ice-lake at the time of the standstill of the ice-margin is evidenced by the glaci-fluvial deltas of the Salpausselkä formation. The heights of the levels can be obtained, for example, in the extensive geomorphological paper of Leiviskä (1920), including 421 cross-profiles, surveyed by levelling, as well as from numerous observations, measurements, and shore-line systems dealing with deltas and the former shore-lines along their flanks, described in papers by Ramsay (1931) and the author (Sauramo, 1937).

Besides the Salpausselkä belt proper, the system, of the Late-Glacial shorelines is completed and supported by numerous studies on morphology, stratigraphy, and paleontology both in the marginal zone of the Fennoscandian uplift area in Ingria (Jakovlev 1926, Markov 1931) and in the area of the highest isobases in Northeastern Finland, in the Kainuu district (Kilpi 1937, Virkkala 1948, Kanerva 1956) and farther north in Salla, at the ancient drainage channel of the Baltic Ice-Lake (Hyyppä 1936). With this channel there alternates in action during the marine stages, the »gate of Billingen» in Central Sweden.

In Sweden the possibilities for a composite analysis are unfavourable, owing to the fragmentary nature of the formations, as was pointed out by Bergsten (1943), but in spite of this they do support my view more than the dominant one on the development of the Baltic Ice-Lake.

Let us, however, return to the main point, the problem of the Ancylus Lake. According to the Swedish geochronology this stage is generally believed to include the time from 7 000 to 4 000 B. C., the Boreal Period and the beginning of the Atlantic Period in the climatic history or zones V and VI in the forest history of K. Jessen and Firbas. In order to elucidate the controversial stage of the Ancylus-Lake, I undertook the construction of a better chronologic basis for explanation and used forest history in this endeavor. The upper and lower limits of zone V were already earlier well-known and distinct. In addition, this zone could be divided into three sub-zones, Va, Vb, and Vc, mainly on the basis of the relative frequency of pine and birch. Gradually the chronologic relationship of the sub-zones to the shore-line displacement could be established. Va corresponds to the great marine transgression, which I have called Echineis, a term used by Thomasson. Due to this transgression, entire peat bogs were submerged in the area from Lake Ladoga to southwestern Finland, and thus my conceptions of this transgression by no means are — as Prof. Munthe states — »confined to profiles with a mixture of lacustrine and marine diatoms in bogs». The marine nature of this transgression is not evidenced by the diatom flora in the Baltic basin alone, but also the unequivocal fact that the transgression can also be traced from the ocean, being a great transgression and definitely synchronous with the one of the Baltic. Evidence of this is supplied by a hard clay surface, a fossil soil, according to Caldenius (1949), at the depth of 14—16 metres in the harbor of Halmstad.

The same is the case in the valley of the river Viskan. After the disappearance of the ice the valley was inundated by the sea. It was a fiord of the Yoldia sea. Later on the sea withdrew down to its present position at the river mouth and the fiord thus dried up, but it came into existence repeatedly owing to a great transgression. It invaded the valley for some 40 kilometres, depositing sediments rich in macroscopic remains of marine organisms on former land surface and lake bottoms (von Post 1938, 1947, 1955 †). They reach up to about 33 m above the present sea-level, also above the Tapes-Litorina limit. In addition, the mollusc fauna of these sediments includes low-arctic and boreal forms only, whereas representatives of the warm lusitanian fauna, f. ex. Tapes, have not been found. From all these facts it is evident that this transgression dates from the Boreal, as in South Finland, and in the case of the pollenanalytically investigates submarine peat-bog of Lunna (Halden 1922, Thomasson 1934) west of the Viskan river. The boreal or Zirphaea-transgression reached in SW-Sweden probably to the »sandniveau» of Asklund (1936). Further evidence is the transgressive clay with a typical boreal molluscan fauna, overlying the regressive Yoldia sand, observed by Lavrova in Kola peninsula, in the Kola-Tuloma fiord. This great transgression covers two-thirds of the Boreal period, which earlier was supposed to correspond to the Ancylus time.

The well-developed Echineis shore-line was formed at the limit of this transgression. This was followed by a regression, which at the higher isobases, inside the inner hinge-line, was exceedingly rapid, but elsewhere of the usual type, rather slow. As a result, the Baltic Basin, for example, became isolated, and the Ancylus Lake originated at the time of the subzone Vc. At the middle isobases the level of the lake was some 3—1 metres below the Echineis-level. Thus, morphologically these two shore-lines coincide at a common level, which has been considered as the Ancylus shore-line only. There the water level was stable during the entire Boreal period, almost 900 years, or a longer time than at any other Fenno-Scandian shore-line. This time ought to be adequate for the formation of the littoral caves in Gotland.

Since the shift from the aforesaid shore-line to the one immediately underlying it, i. e. the Mastogloia stage, was according to me, »sudden», this statement implies that, contrary to the dominant view, one is not dealing with a gradual regression. My interpretation is based upon the radical change in the Baltic sediments of the belt in question, occurring at the zone border V/VI. Simultaneously, slightly brackish-water diatom flora appears. This flora is characteristic of the Baltic sediments older than the beginning of the Litorina Sea, within the zone VII in forest history. The term sudden— which also arrested the attention of Zeuner (1954) — further implies that by means of pollen analysis, at least so far, I have not found the change of facies to be a gradual one. Such a possibility, however, is by no means ruled out. Afterwards I have found, like Prof. Munthe, in my notes from southwestern Finland an observation on some littoral formations between the Ancylus and Mastogloia shore-lines. In addition, when analysing more closely the sudden crustal sinking in the southern part of the Baltic, which caused a lowering of the level of the Baltic waters, and of which most recently Schmitz (1953) has given more accurate information than earlier, one may conclude that the local crustal sinking of 12—13 metres in that region is inadequate to lower the threshold in question below the sea-level of that time, but also requires the erosion caused by the drainage waters of the Ancylus Lake. And such an event, of course, has required time, perhaps a century; but probably such a small difference in time will remain beyond the accuracy of the standard stratigraphic and paleontologic methods. In this connection, it is unnecessary to point that the entire analysis in question requires a knowledge of the general principles of the dating method and experience in its application.

A continuation of the discussion without the presentation of observation data, is not, in my opinion, appropriate because I am hoping to be able to publish my study proper on the shore-line displacement in Fennoscandia after a few years.

References

Asklund, Bror, Den marina skalbärande faunan och de senglaciala nivåförändringarna med särskild hänsyn till den gotiglaciala avsmältningszonen i Halland. S. G. U., Ser. C. No. 393, 1936.

Bergsten, Karl Erik, Isälvsfält kring norra Vättern. Lunds univ. geogr. Instit., Avhandl. VII, 1943, Lund.

Donner, J., Pollen-analytical studies of Late-glacial deposits in Finland. Compt. Rendus de la Société géol. de Finlande No. XXIV, 1951.

Halden, Bertil E., Tvänne intramarina torvbildningar i norra Halland. o. s. v. S. G. U. Ser. C. No. 310, 1922.

Hellaakoski, Aaro, Die Eisstauseen des Saimaa-Gebietes. Fennia 59. No. 4, 1934.

Hyyppä, Esa, Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. Bull. Comm. géol. Finlande No. 115, 1936.

Jakovlev, S. A., Die Quartärablagerungen und Relief der Stadt Liningrad und ihre Umgebungen, Teil I und II. (Russian, with a summary in the German), 1926. Leningrad.

Kanerva, Reino, Pollenanalytische Studien über die spätquartäre Wald- und Klimageschichte von Hyrynsalmi in NO-Finnland. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Series A, III, No. 46, 1956.

Kilpi, Sampo, Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. Bull. Comm. géol. Finlande No. 117, 1937.

Krog, Harald (1954): Pollen analytical investigation of a C^{14}-dated Alleröd-section from Ruds-Vedby. Danmarks Geol. Unders. II. Raekke No. 80.

LAVROVA, M. A., (Russian) The main stages in the pleistocene history of Kola peninsula. 1947.
LEIVISKÄ, I., Der Salpausselkä. Fennia 41, No. 3, 1920.
MARKOV, K. K., Development of the relief in the northwestern part of the Leningrad district. (Russian, with a summary in English.) 1931, Moscow—Leningrad.
VON POST, L., Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. G. F. F., Vol. 60, 1938.
— Hallands marina fornstränder. G. F. F., Vol. 69, 1947.
— † The ancient sea fiord of the Viskan Valley. G. F. F., Vol. 77, 1955.
RAMSAY, WILHELM, † Material zur Kenntnis der spätglazialen Niveauverschiebungen in Finnland. Fennia 54, No. 3, 1931.
SAURAMO, MATTI, Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande No. 50, 1918.
— Studies on the quarternary varve sediments in Southern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande No 60, 1923.
— Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland. Soc. Scient. Fenn. Comm. Physico-Mathem. IX, 10, 1937.
— Das Rätsel des Ancylussees. Geol. Rundschau, Bd. 42, Heft 2, 1954.
— Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Series A, III, No. 44, 1955.
SCHMITZ, HEINZ, Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. Berichte der Deutsch. Botan. Gesellsch. Bd. LXVI, 1953.
THOMASSON, H., ALIN, J. och NIKLASSON, N., Stenåldersboplatsen på Sandarna vid Göteborg. Göteborgs Kungl. Vetenskaps- och Vitterhets-Samhälles handl. Femte följden, Ser. A., Bd. 3, No. 6, 1934.
VIRKKALA, K., Late-Glacial development of shore-lines in southern Kainuu and northern Karelia. Compt. Rendus de la Société géol. de Finlande No. XXI, 1948.
ZEUNER, F. E., Postglacial evolution of the Baltic Sea. Summary and comments, Geol. Rundschau, Bd. 42, Heft 2, 1954.

— —

H. GERTH. Geologie von Südamerika. 2. Band. Bau der Südamerikanischen Kordillere. Gebrüder Bornträger, Berlin 1955. 264 s., 20 blockdiagram, 6 planscher, 3 stratigrafiska tabeller, 62 textfigurer.

Gerth har f. n. troligtvis den bästa överblicken över den sydamerikanska Cordilleran när man betraktar den som helhet. Han ger i boken en sammanfattande framställning av stratigrafin, tektoniken, magmatismen samt ett tidsschema för de olikartade händelser som under tidernas lopp skapade den sydamerikanska Cordilleran, såsom den nu framstår för de undersökande geologernas ögon.

Cordilleran uppdelas i ett antal geografiska enheter som beskrivas var för sig från söder mot norr. Den lättlästa beskrivningen illustreras på ett instruktivt sätt genom 20 blockdiagram täckande hela området, jämte textfigurer huvudsakligen i form av kartor, profiler och ytterligare blockdiagram. Hela boken innehåller endast ett enda fotografi.

Som förf. framhäver är Cordilleran ytterst ojämnt undersökt. Över vissa ekonomiskt intressanta områden existera modärna geologiska beskrivningar och kartor i stor skala, som upprättats vid prospekteringsarbeten efter olja och malm. Stora områden äro dock enbart kända genom enstaka, nu delvis edan föråldrade geologiska beskrivningar, för vilka material insamlats av orskningsresande under krävande förhållanden. Den geologiska »grunduppfattningen» hos någon enstaka geolog kan därigenom prägla kännedomen om huvuddragen i stora områdens geologiska byggnad. Angränsande områden, undersökta av geologer tillhörande någon annan skola, uppvisa däremot skenbart helt andra geologiska huvuddrag, fastän de tillhöra samma bergskedja, där liknande uppbyggnad vore att förvänta. Förf. har samlat det jättelika heterogena materialet och har lyckats återge det i koncentrerad enhetlig form, utan att våldföra sig allt för mycket på primärarbetena. Han når detta genom ett kort återgivande av dessa arbetens huvudresultat, deras motivering samt egna kritiska kommentarer. Gerth's regionala kännedom, han har i 45 år arbetat med sydamerikansk geologi och känner mycket från egna översiktsresor, har möjliggjort en enhetlig bearbetning. Därigenom blir naturligtvis hans egen geologiska grundsyn dominerande för hela framställningen. Tektoniskt föredrar han t. ex. »germanotypa» tolkningar framför »alpina». Rikligt citerad litteratur, aktuell fram till 1954, möjliggör för läsaren att snabbt få en översikt och sätta sig in i vilket delområdets geologi som helst, om så skulle erfordras. Beskrivningen av den yngsta vulkanismens geografiska fördelning och dess beroende av Cordillerans geologiska byggnad och de stora förkastningsgravarna beskrivas i ett kapitel för hela fjällkedjan. Sammanfattningen av bokens innehåll är tredelad — det andina sedimentationsområdet, fjällkedjebildande rörelser samt till sist magmatism — och återspeglar de i boken behandlade huvudfrågorna. Ett register med geografiska namn och förekommande geologiska termer avslutar boken.

Den skandinaviske läsaren efterlyser en mera ingående petrografisk karakteristik av de metamorfa bergarterna samt en mera fyllig beskrivning av områdets kvartära historia, vilken endast flyktigt antydes i bokens slut. Måhända beror detta på bristande beskrivningar eller på att förf:s huvudintresse fängslades av andra geologiska frågeställningar.

Boken rekommenderas till alla som önskar en modärn översikt över den sydamerikanska Cordillerans geologiska byggnad, där så många svenska forskare ha gjort värdefulla insatser, eller till dem som vilja sätta sig in i geologien hos någon del av Cordilleran.

Gunnar Kautsky

Mötet den 3 maj 1956

Närvarande 76 personer.

Ordföranden, hr Collini, öppnade mötet och meddelade, att styrelsen till ledamöter i Föreningen invalt Dr phil. Armin Wolfgang Günthert, Neuewelt, Schweiz, föreslagen av hr Reyment, Cand. real. Knut S. Heier, Oslo, föreslagen av hrr Neuman och F. E. Wickman, samt fil. mag:na Antti Savolahti och Ossi Näyki, Helsingfors, föreslagna av hr Viluksela.

Sekretariatet för International Mineral Dressing Congress, vilken hålles i Stockholm 18—21 september 1957, har utsänt ett första cirkulär med inbjudan till deltagande. Kongressens huvudtema blir de lågprocentiga malmernas tillgodogörande.

Hr G. Kautsky höll ett av stuffer, kartor och ljusbilder belyst föredrag om: Skelleftefältets stratigrafi och geologiska historia. En tabell återgives nedan. En utförlig uppsats kommer att publiceras i S. G. U. Ser. C. N:o 543.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Grip, N. H. Magnusson, Gavelin, Asklund, Eklund och föredragshållaren.

Hr Asklund fann i likhet med föregående talare att föredr. på ett synnerligen intresseväckande sätt framlagt sina nya resultat. Delvis ledde dessa fram till så betydande omstuvningar av den tidigare allmänt antagna stratigrafien inom Skelleftefältet, att man måste ifrågasätta riktigheten av vissa av de nya synpunkterna. Uppdelningen av den tidigare som mera enhetligt uppfattade Vargforsformationen på en övre avdelning med det egentliga Vargforskonglomeratet (Dömanberget) och en undre Mensträskavdelning syntes vara berättigad. Skälen för att Mensträskavdelningens bottenbreccia skulle vara en marin bildning hade tal. dock svårt att omfatta, snarare finge man ju uppfatta breccian som en terrestrisk bildning. De välrundade konglomeraten i det egentliga Vargforskonglomeratet kunde å andra sidan väl tolkas vara marina och representera en marin transgression över vida ytor av den djupt neddenuderade arkeiska berggrunden.

Med hänsyn till fördelningen av antiklinalområden i norr och synklinalområden i söder, med gräns ungefär utmed Skellefteälven, såsom på ett övertygande och mycket betydelsefullt sätt redan för länge sedan påvisats av dr Eklund, kunde man icke vänta sig att finna bollar av Revsundsgranit i Vargforskonglomeratet i t. ex. Svanfors—Kusfors-området. Denna negativa bevisföring, som föredr. anfört, kan sålunda icke tillmätas någon avgörande betydelse. Däremot är det tydligt, att det egentliga Vargforskonglomeratet

Zeitliche Aufeinanderfolge der Gesteine und des Geschehens im Skelleftefeld

<table>
<tr><td colspan="6">Sorselegranit</td></tr>
<tr><td colspan="6">Revsundsgranit METAMORPHOSE u. ERZBILDUNG
MIGMATITISIERUNG
VERSCHIEFERUNG
FALTUNG</td></tr>
<tr><td colspan="6">Elvabergschiefer
Psammite u. Grauwacken</td></tr>
<tr><td rowspan="3">ELVABERGSERIE</td><td rowspan="3">Mensträskkonglomerat
Marine Fazies</td><td rowspan="3">kalkzementierte Felsitkonglomerate u. sedimentäre Breccien Selten einzelne Jörngranit- oder bunte Gerölle. Einlagerungen von Psammiten u. Schiefern mit Sedimentationszyklen u. »graded bedding».
Effusive Grünsteine</td><td>polymikte bunte Konglomerate u. Sandsteine mit Diskordantschichtung. Keine Sedimentationszyklen. Granitgerölle sehr selten.</td><td rowspan="2">DÖMANBERG KONGL.</td><td rowspan="3">Vargforskonglomerat
Fluviatile Fazies</td></tr>
<tr><td>WINKELDISKORDANZ</td></tr>
<tr><td>polymikte Konglomerate mit reichlich Jörngranitgeröllen u. nur einzelnen bunten Geröllen. Einlagerungen andesitischer Lavabänke im Konglomerat</td><td>ABBORTJÄRN KONGL.</td></tr>
<tr><td colspan="6">TIEFGEHENDE VERWITTERUNGSRINDE
BEDEUTENDE DISKORDANZ u. HIATUS</td></tr>
<tr><td colspan="6">WEICHWELLIGE FALTUNG und
BILDUNG des Jörngranits u. Arvidsjaurgranits</td></tr>
<tr><td rowspan="4">MAURLIDENSERIE</td><td colspan="5">Skogshedenvulkanite Porphyrite und Mandelsteine; ehemalige Basalte u. o. Andesite.</td></tr>
<tr><td colspan="5">Petikträskschiefer Graphitschiefer mit Einlagerung von ca. 50 % Quarzporphyr</td></tr>
<tr><td colspan="5">Maurlidenvulkanite Felsite, Quarzporphyre, Feldspatporphyre und deren Tuffe</td></tr>
<tr><td colspan="5">Maurlidenschiefer graue u. schwarze Schiefer, Psammite, Grauwacken u. Konglomerate. Die Sedimente häufig mit Sedimentationszyklen u. »graded bedding». Konforme Einlagerungen von sauren u. intermediären Vulkaniten</td></tr>
</table>

motsvarar den liknande bildningen vid Ledvattnet i Malå, där ju av en rad geologer konstaterats, att Revsundsgranit ingår i bollmaterialet. Man måste sålunda bedöma alla förekomster av Vargforskonglomerat i ett sammanhang.

När man betraktar föredr:s stratigrafiska schema får man ett starkt intryck av att ett element med stor regionalgeologisk betydelse kommit vilse, nämligen Revsundsgraniten. Nu ställes den så nära den sannolikt post-arkeiska Sorselegraniten, att man snarast skulle vänta sig ett geologiskt sammanhang mellan dessa vittskilda granitgrupper. Tal. ville för sin del tänka sig att Revsundsgranitens intrusionsperiod infaller i den relativt obetydliga hiatus, som föredr. markerat mellan Mensträskkomplexen och det egentliga Vargforskonglomeratet och att det senare tillhör den grupp av sediment, som tidigare uppfattats som jatuliska, med en vidsträckt utbredning å den fennoskandiska urbergsplattan.

Hr Josef Eklund var glad att den allmänna syn på Skelleftefältets byggnad, som han framlagt inför föreningen i januari 1923 (G. F. F. Bd 45 s. 219—223) nu 33 år senare i huvudsak bekräftats av föredr., nämligen att Skelleftefältet var en flexur emellan ett sänkt område i söder med konkordans emellan leptitformation och överlagrade bottnisk skifferformation och en kratogen i norr som höjts och denuderats i bottnisk tid och som givit upphov till konglomeratmassor längs randen och längre ut kalkstenar i övergången emellan de båda formationerna.

Intressant är att flexuren synes fortsätta in över Finland i rak förlängning mot ÖSÖ av Skelleftefältets huvudriktning. På linjen ligger Ylivieskas konglomeratområden som Mäkinen redan 1916 jämförde med Vargforskonglomeratet, under det att trakterna söder om linjen närmast kunna jämföras med skiffergnejserna i Skellefteå- och Burträsktrakten, som konkordant överlagra en kalkstensförande leptitformation, som dock i huvudsak granitiserats. Även längre mot ÖSÖ ända till Joensuu kan denna motsättning emellan ett höjt område i norr och ett sänkt område i söder följas.

I Bergslagen övergår, som Sundius visat i detalj i Grythyttan, den vulkaniska leptitformationen i en skifferformation med stora kalkstenslager och manganhaltiga järnmalmer närmast under och grafitiska skiffrar närmast över övergångszonen.

Om nu konglomeraten på randen av och denudationen inom kratogenen norr om Skellefteflexuren ej betyder någon större tidslucka, ligger det nära ill hands att jämföra Pajalaformationen med sina grafiter, kalkstenar och ärnmalmer med de likartade bildningarna omkring gränsen leptitformation—Bottnium i Skelleftefältet och Bergslagen.

Skarnjärnmalmerna i Norrbotten skulle då bli lika samhöriga med apatitärnmalmerna som i Bergslagen, där diskordans saknas.

I stort sett stryker malmområdet Pajala—Kiruna—Ekströmsberg paallellt med Skellefteflexuren, men i detalj bilda malmstråken ett diagonalmönster så som kan väntas på en söndertryckt kratogenplatta.

Föredr. tackade för inläggen, som i princip accepterade de väsentliga dragen i den framlagda stratigrafin. De av E. Grip omnämnda granitporyrerna vid Åliden och Holmtjärn, vilka enligt Grip visa överskärande konakter mot suprakrustalbergarterna tolkades av föredr. såsom kvartsporfyrer illhörande suprakrustalbergarterna. Som omnämndes under föredraget bilda ådana kvartsporfyrer ett karakteristiskt inslag i Petikträskskiffern, i vilken e ganska regionalt förekomma såsom konforma inlagringar även öster och äster om Åliden samt söder om Skellefteälven vid Maurliden. Enstaka vertvärande kontakter äro ju mycket vanliga i varje mäktig vulkanisk tbergartsformation bestående av lavor, tuffer och sediment. Den mäktiga asiska vulkanitformationen, av föredr. benämnd »Skogshedenvulkanit», visar utom mandelstenförande lavor, vilka ha tolkats som basalter, även något surare bergarter av keratofyrisk sammansättning samt bl. a. rödjaspis förande konglomerat såsom sedimentära inlagringar. Formationen påminner i viss mån om de mäktiga effusiva grönstensformationerna i kaledoniderna, vilka utom basalter vanligtvis även innehålla en del något surare led.

Efter de framlagda stratigrafiska resultaten är det tydligt, att Arvidsjaurporfyren bör stratigrafiskt jämställas med Maurlidenserien eller något led av den. Arvidsjaurporfyrerna äro ju enligt Grips utredning tydligt äldre än Jörngraniten. Föredr. lutar mest åt den uppfattningen, att de (eller åtminstone vissa led av dem) böra stratigrafiskt parallelliseras med Maurlidenvulkaniterna, vilka vid Kusfors och Petikträsk innehålla rödaktiga arvidsjaurporfyrliknande kvartsporfyrinlagringar. Vidare har föredr. observerat övergångar mellan gråa kvartsporfyrer av »Skelleftefälttyp» och röda kvartsporfyrer av »arvidsjaurporfyrtyp» vid Kampsån NNE om Jörn. På de publicerade översiktskartorna (A. Höbom, S. Gavelin) har området växlande uppfattats såsom tillhörande Skelleftevulkanitbergarterna och Arvidsjaurporfyrerna. Föredr. påpekade att de förefintliga skiljaktigheterna mellan Arvidsjaurporfyrerna och Skelleftefältporfyrerna med någon fantasi eventuellt skulle kunna förklaras med olika paleogeografiska bildningsmiljöer. Arvidsjaurporfyrerna innehålla enligt litteraturen inga marina sediment (kalkstenar, grafitskiffer o. d.). Sådana sediment äro dock icke alls ovanliga som inlagringar i Skelleftefältets porfyrer. Det ligger nära till hands att tolka Arvidsjaurporfyrerna med sina ofta rödaktiga färgnyanser såsom bildade på ett landområde och de gråa Skelleftefältporfyrerna med inlagringar av grafitskiffer och kalkiga sediment såsom avlagrade under havsytan.

Med anledning av hr Asklunds yttrande påpekade föredr. att det med all önskvärd tydlighet framgår av sedimentens beskaffenhet, att Mensträskkonglomeratet med sina kalkcementerade breccior är en marin bildning medan Vargforskonglomeratet har avlagrats fluviatilt eller i flodmynningar. Mensträskkonglomeratet innehåller såsom framgick av föredraget inlagringar av sedimentära kalkstenar och även grafitskiffrar. I sedimenten förekommer ofta »graded bedding» däremot aldrig diskordantskiktning. Vargforskonglomeratet innehåller däremot inga kalk- eller grafitskifferinlagringar. Diskordantskiktning är i dess sandstensinlagringar en mycket vanlig företeelse. Vidare kan konstateras, att starka vattenströmmar rådde under Vargforskonglomeratets avlagring. Bakom enstaka större bollar i de sandiga sedimenten har på bollens »läsida» grövre sediment ansamlats på ett karakteristiskt sätt, som vi mycket väl känna igen från recenta förhållanden. På detta sätt har även kunnat konstateras, att Vargforskonglomeratet kring Vargforsen har fått sitt material norrifrån. I övergångszonen mellan de två likåldriga facies finnes upprepad växellagring och även övergångar mellan båda typerna.

Vid mötet utdelades N:o 485 av Förhandlingarna.

Exkursionen till Uppsalaområdet den 10 maj 1956

Huvudsyftet med exkursionen var att för deltagarna demonstrera några av de nyheter, som framkommit i samband med nykarteringen av det geologiska kartbladet Uppsala.

Exkursionen, som var anordnad tillsammans med Geografiska Förbundet, intresserade närmare ett 50-tal deltagare, vilka samlades vid 1/2 10-tiden utanför Uppsala C, varifrån en kortege om en buss och 6 bilar bröt upp mot den första lokalen, nämligen den Ö om Övre Föret belägna Lilla Djurgården, där hr Lundegårdh demonstrerade blottningar av starkt veckad sedimentgnejs med basiska tufflager. Denna sedimentgnejs representerar yngsta ledet i leptitsystemet, det som även benämnes Bottnium eller Mälarserien.

Vid de följande lokalerna Skäggesta invid vägen mellan Husbyborg och Börje kyrka samt Hovlösa nära Jumkilsvägen ett par km NV om Husbyborg ägnade sig exkursionsdeltagarna åt studium av fragmentbergarterna inom den sydvästra delen av Uppsala hälleflint-porfyritområde. De som regel små fragmenten utgöras i huvudsak av äldre vulkaniter, kvartsit och epidot. Lokalen vid Skäggesta hyser ett 2 dm långt granitbrottstycke.

Nära avtagsvägen vid Broby demonstrerade hr Järnefors en förekomst av dubbla moräner.[1] Den undre moränen är bildad »in situ» genom djupvittring av den av vulkaniter bestående och av laumontitfyllda sprickor genomdragna berggrunden. Den överlagras av en morän innehållande övervägande långtransporterat material.

Från Brobylokalen fortsatte sedan exkursionen i riktning mot Gamla Uppsala förbi idyllen vid Ulva kvarn, där Fyrisån vårmäktig och bred kastade sig utför fallet, till Björkby, där hr Lundegårdh demonstrerade ännu en lokal med fragmentförande vulkaniter samt den angränsande gråröda porfyriska hälleflintan.

Sedan förmiddagskaffe intagits vid rikligt dukat bord på Matsgården i Gamla Uppsala fortsatte exkursionen till Nyby, där hr Järnefors demonstrerade en foliekärnborrning med 38 mm:s kärndiameter ned till 6 m:s djup. I samband härmed redogjordes för borrningens metodik och borrmaskinens konstruktion. Efter avslutad borrning framtogs och uppskars kärnan, varefter deltagarna blevo i tillfälle att skärskåda varvserien och identifiera den för Uppsalaåsens sedimentationsområde mycket karakteristiska fläckzonen.

---

[1] (Se Hörner, G. F. F. 66: 3 (1944) och 68: 3 (1946)).

Fig. 1. Statsgeologen P. H. Lundegårdh demonstrerar en gabbro vid Hovlösa NO om Uppsala. Foto: Carl Larsson.

Fig. 2. Fläckzonen studeras i ett lertag vid Nyby, Gamla Uppsala. Foto: Carl Larsson.

Fig. 3. Geologen Björn Järnefors demonstrerar foliekärnborrning vid Nyby, Gamla Uppsala. Foto: Carl Larsson.

Fläckzonen, vars mäktighet här uppgår till ca 10 cm demonstrerades även ingående i ett närbeläget lertag tillika med subakvatiska rutschningar och andra störningar av lerlagren. Den karakteriseras av en riklig förekomst av rundade kalkstensfragment med 1—10 mm:s diameter, vilka numera äro omvandlade i vitgrå uppluckrade massor. I anslutning till detta förevisade hr Järnefors lerdiagram och kartor med israndlägen som resultat av under hösten 1955 företagna foliekärnborrningar inom Uppsalaåsens sedimentationsområde. De intresserade åskådarna blevo därefter i tillfälle att som minne av demonstrationen hemföra delar av den upptagna kärnan.

Exkursionen avslutades med middag på Värmlands nation, i vilken större delen av exkurrenterna deltog. Hr Norin talade och inbjöd de exkursionsdeltagare, som så önskade, att bese den närbelägna Mineralogisk-geologiska institutionen, en uppmaning, som efter middagen hörsammades av åtskilliga. Föreningens ordförande hr Collini framförde ett tack till dagens demonstratörer hrr Lundegårdh och Järnefors, av vilka den förstnämnde på grund av förestående tjänsteresa ej var i tillfälle att närvara. Vidare erinrade han om, att de trakter exkursionen under dagen besökt i år för jämt 100 år sedan blevo föremål för en geologisk kartläggning, därvid åsyftande Axel Erdmanns »Geologisk karta öfver Fyris Åns Dalbäcken upprättad år 1856», som blev prototypen för Sveriges Geologiska Undersöknings kartblad i skalan 1 : 50 000.

Mötet den 4 oktober 1956

Närvarande 20 personer.

Ordföranden, hr Collini, öppnade mötet med följande anförande:

Sedan Föreningens senaste sammanträde har korresponderande ledamoten Dr Rudolf Ruedemann i Albany, N. Y., avlidit i en ålder av 92 år.

Rudolf Ruedemann föddes 1864 i Georgenthal, Saxen-Gotha, i Tyskland och studerade på 1880-talet vid universiteten i Jena och Strassburg. Han kom sedan till U. S. A. och tjänstgjorde först som lärare vid skilda High Schools 1892—99 och därefter som Assistant State Paleontologist i Albany N. Y. åren 1899—1925 samt som State Paleontologist 1925—1937. Ruedemann, som var silurpaleontolog, har i flera uppmärksammade arbeten beskrivit Nordamerikas graptolitfauna. Han tillhörde vår förening som korresponderande ledamot sedan 1935.

Den 29 augusti avled i Helsingfors förre professorn vid Tekniska högskolan i Helsingfors Heikki Väyrynen i en ålder av 68 år.

Han var född i Pielisjärvi 1888 och blev fil. mag. 1915 och fil. dr 1921. Extra assistent vid Geol. Kommissionen var han under åren 1911—16, assistent 1919 samt t.f. statsgeolog och ledare av malmgeologiska undersökningar 1929. Statsgeolog blev Väyrynen 1936 och slutligen professor i mineralogi och geologi 1940 vid Tekniska högskolan i Helsingfors, från vilken befattning han avgick med pension 1955. Han företog en prakt.-geologisk forskningsresa till mellersta Sibirien 1917 samt har lett malmletningsarbeten i Karelen 1929—30 och 1933—35 i Petsamoområdet. Väyrynens publikationer behandla bl. a. finska kaolinförekomster, Outokumpuområdets geologi och malmer samt nickelmalmerna i Petsamo. Väyrynens sista verk, hans arbete om Finlands berggrund, är föreningens medlemmar bekant genom Metzgers presentation vid januarisammanträdet i år. — Vår förening tillhörde Väyrynen sedan år 1914.

Den 8 september avled i Falun förre bergmästaren Theodor Dahlblom i en ålder av 90 år.

Dahlblom var född 1865 och utexaminerades som bergsingenjör från Tekniska högskolan 1888. Efter att några år ha ägnat sig åt privat verksamhet blev han 1894 gruvingenjör i Gävle-Dala bergmästaredistrikt och var 1895—1903 vid upprepade tillfällen t.f. bergmästare i nämnda distrikt, i vilket han sedermera tjänstgjorde som bergmästare

1903—1930. Åren 1894—1900 var han tillika lärare vid Falu bergsskola. Som konsulterande bergsingenjör utövade han en omfattande verksamhet. Dahlblom har författat en lärobok i gruvvetenskap samt publicerat en rad uppsatser i metallurgi, geologi, fysik och kemi. Han var medlem av vår förening sedan 1890.

Den 20 september avled i Djursholm förra kommerserådet Karl Sidenwall i en ålder av 78 år.

Sidenwall var född 1878 och utexaminerades som bergsingenjör från Tekniska högskolan 1900. Åren 1900—1903 var han lärare vid Bergsskolan i Falun och efter några års privat verksamhet 1910—13 t.f. gruvingenjör i Gävle-Dala bergmästaredistrikt samt åren 1913—1918 bergmästare i Södra distriktet. Sidenwall var 1921—44 kommerseråd och byråchef för Bergsbyrån i Kommerskollegium och fungerade 1936—44 även som generaldirektörs ställföreträdare. Han deltog i S. G. U.:s malmfältsundersökningar i Lappland 1899 och dess malminventering 1908. Som ordförande i 1940 års skifferoljesakkunniga ledde han undersökningarna av alunskiffern i Kvarntorp i Närke. Sidenwall har publicerat uppsatser i geologi, gruvbrytning och gruvlagstiftning. Han var medlem av vår förening sedan år 1899.

Den 20 september avled förre direktören för Falu kopparverk, bergsingenjören Per Abraham Jonson i Falun, 83 år gammal.

Jonson var född 1873 och utexaminerades som bergsingenjör från Tekniska högskolan 1898 och blev 1899 gruvingenjör vid Stripa Gruv AB. Åren 1901—1908 var han chef för detta bolag samt Guldsmedshytte och Stråssa Gruvaktiebolag samt därefter direktör för Falu kopparverk 1908—1938, då han avgick med pension. Under skilda perioder tjänstgjorde han som t.f. bergmästare i Gävle-Dala distrikt. Jonson tillhörde vår förening sedan år 1897.

Jag lyser frid över de bortgångnas minne.

Föreningen har sänt en telegrafisk hälsning till prof. Percy Quensel på hans 75-årsdag den 6 september. En tackskrivelse har ingått från hr Quensel.

Styrelsen har till ledamöter i föreningen invalt ingenjörerna Mats Andersson och Karl Koch, Svenska Diamantbergborrnings AB, Sundbyberg, båda föreslagna av hrr Meier och Sund.

Fru E. Hult De Geer höll ett av talrika ljusbilder illustrerat föredrag om: Den svenska tidskalan, dess karaktär och planetariska utveckling.

— —

Geolognytt

Professor H. G. Backlund har av Österreichische Mineralogische Gesellschaft dekorerats med den nyinstiftade Becke-medaljen.

Professor P. Quensel, Stockholm, kallades såsom utländsk festföreläsare till invigningen av Mineralogisk-petrologiska institutet vid Bonns universitet den 12 juli 1956. Institutet har erhållit lokaler i det nyrestaurerade slottet Poppelsdorf. Invigningen skedde i närvaro av prominenta gäster från Tyskland och utlandet. Professor Quensel föreläste över ämnet: Über die paragenetische Entwicklung des Varuträskpegmatits.

Professor I. N. Stranski, Berlin, talade som inhemsk festföreläsare över ämnet: Über die Rolle der modernen Kristallographie innerhalb der modernen Wissenschaften.

Fil. Dr. R. Reyment har förordnats till docent i historisk geologi och paleontologi vid Stockholms högskola. Fr. o. m. den 1 juli 1956 är han e.o. docent och innehavare av den för ämnet allmän och historisk geologi företrädesvis avsedda docentbefattningen vid högskolan.

Vid Stockholms högskola har inrättats en laboratur i kvartärgeologi, särskilt tillämpad kvartärgeologi, fr. o. m. den 1/7 1956. Till dess förste innehavare har utan tjänstens ledigkungörande utsetts docenten vid högskolan C. G. A. Wenner.

Docent Pontus Ljunggren vid Lunds Universitet har avrest till Centralamerika för att tillträda ett expertuppdrag inom Förenta Nationernas tekniska biståndsverksamhet. Docent Ljunggren skall tjänstgöra vid The Central American Research Institute for Industry beläget i Guatemala City och arbetet består i att upprätta och driva ett laboratorium för undersökning av bergarter och mineral, uppskatta befintliga mineraltillgångar samt bistå vid organiserandet av geologiska undersökningsanstalter.

Laborator Börje Kullenberg vid Oceanografiska institutet i Göteborg har utnämnts till professor vid Göteborgs universitet.

Statens naturvetenskapliga forskningsråds palynologiska laboratorium har av Knut och Alice Wallenbergs Stiftelse erhållit 64 800 kr. för inköp av ett UV-mikroskop samt annan utrustning. Laboratoriets föreståndare, professor G. Erdtman, har av Indiska staten inbjudits att under fem månader vid Birbal Sahni Institute of Palaeobotany organisera palynologisk forskning. Han deltar även som palynologisk expert i UNESCO:s generalförsamling i New Delhi november 1956.

Statens naturvetenskapliga forskningsråd har tilldelat Prof. H. von Eckermann, Ripsa bidrag för undersökning av radioaktivitetens fördelning hos bergarter och mineral inom Alnöområdet, Fil. Lic. B. E. Eriksson, Uppsala anslag till glacialgeologiska arbeten i Sarekområdet och Prof. Gunnar Hägg, Uppsala till röntgenkristallografiska undersökningar.

Anslag till naturvetenskaplig forskning har Rådet vidare tilldelat bl. a. följande personer: Prof. Rudolf Florin, Sthlm, Laborator S. Florin, Uppsala, Prof. S. Gavelin, Sthlm, Prof. G. Hoppe, Sthlm, Intendent E. Jarvik, Sthlm, Fil. Lic. H. Johansson, Sthlm, Fil. Lic. B. Järnefors, Sthlm, Laborator S. Landergren, Sthlm och Docent E. Nilsson, Västerhaninge.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

Pris för karta med beskrivning 10: — kr, för enbart karta 8: — kr.

N:o 192 Onsala av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh. 1952
» 193 Gränna av P. Geijer, B. Collini, H. Munthe och R. Sandegren 1951
» 194 Säter av S. Hjelmqvist och G. Lundqvist 1953.
» 195 Särö av P. H. Lundegårdh och R. Sandegren 1953.
» 196 Västerås av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist 1954.
» 197 Laholm av W. Larsson och C. Caldenius. T. v. utan beskrivning.
» 198 Halmstad av W. Larsson och C. Caldenius. » » » .

Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1 : 20 000 med beskrivningar

Pris för karta med beskrivning 8: — kr, för enbart karta 6: — kr.

N:o 2 Lund av G. Ekström 1953
» 3 Revinge T. v. endast karta
» 4 Löberöd » » »
» 5 Örtofta » » »
» 6 Kävlinge » » »
» 7 Teckomatorp » » »
» 8 Trollenäs » » »

Årsbok 48 (1954)

Ser. C.

N:o 536 Gavelin, S., A telluride assemblage in the Rudtjebäcken pyrite ore, Västerbotten, N. Sweden. 1954 1,00
» 537 Jerlov, N. och Kullenberg, B., Undersökning rörande spridning och avsättning av i vattnet suspenderat slam vid utstjälpning av mudder i Byfjorden våren 1953. Engl. summary. 1954 2,00
» 538 Tullström, H., Hydrogeologiska förhållanden inom Slite köping på Gotland. Engl. summary. 1955 1,50
» 539 Järnefors, B., Skredet vid Intagan år 1648. Under utgivning . . .
» 540 Byström, A. M., Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. 1956 4,50

Årsbok 49 (1955)

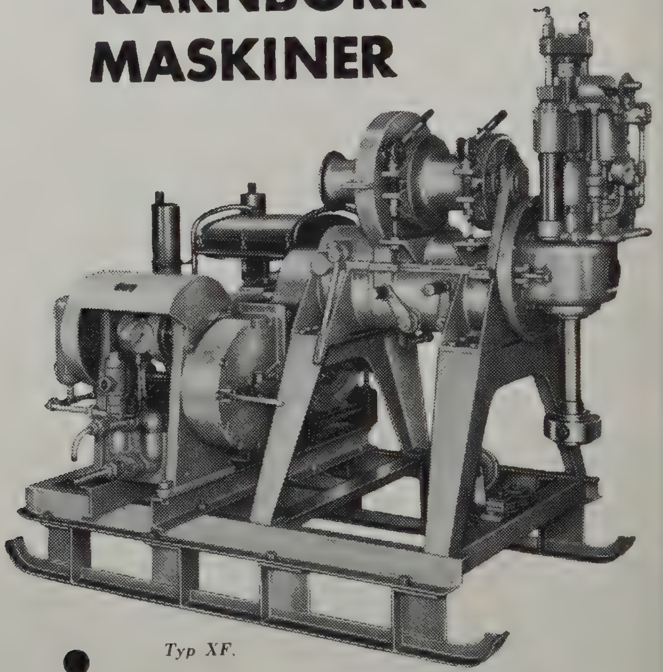
N:o 541 Pilava-Podgurski, N., Nya geologiska undersökningar vid Utö järnmalmsfält, Engl. abstract. 1956 3,00

Ser. Ca.

N:o 27. Caldenius, C. and Lundström, R., The landslide at Surte on the river Göta älv.—Special chapters by B. Fellenius and E. Mohrén. With 5 plates. Under utgivning . . . .
» 31. Borell, R. och Offerberg, J., Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda. Med 6 planscher. Engl. summary 1955 3,50
» 37. Gavelin, S. och Kulling, O., Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. Karta i skala 1:400 000, With english summaries. 1955. Karta och beskrivn. 45,00

Distribueras genom Generalstabens Litografiska Anstalt Förlagsexp. Drottninggatan 20, Stockholm 16.

Craelius **KÄRNBORR-MASKINER**



Typ XF.

Craelius X-2 luftdriven, för 100 meters djup.
Craelius X-4 luftdriven, för spränghålsborrning.
Craelius XC-33.5 och XC-42 el.-luft- eller kilrepsdriven, för djup till 125 meter.
Craelius XB och XB-2, för djup till 200 meter.
Craelius XF, för djup till 300 meter.
Craelius XFH, för djup till 300 meter.
Craelius AB-2 och AB-50, för djup till 350 meter.
Craelius XH och XH-50, för djup till 600 meter.
Craelius XL och B-3, för djup till 1 200 meter.
Craelius XO-2, för djup till 2 000 meter.

Vi utföra även undersökningsborrningar och brunnsborrningar på kontrakt med egna maskiner och erfaren personal.

SVENSKA
DIAMANTBERGBORRNINGS AB

Kungsgatan 44 | Stockholm C
Telegram: Adamante | Telefon: 23 33 80

Uppsökning och undersökning av

MALM
FYNDIGHETER

samt fyndigheter av andra slag

Vi utföra

geologisk
magnetisk
elektrisk

gravimetrisk
seismisk
prospektering

AKTIEBOLAGET
ELEKTRISK MALMLETNING
Stockholm · Danderydsgatan 11

VATTENBYGGNADSBYRÅN
KONSULTERANDE INGENJÖRER OCH ARKITEKTER
Ledamöter av Svenska Konsulterande Ingenjörers Förening

Kraftverk — Sjöregleringar
Samhällsplanering
Vattenförsörjning — Avlopp

HUMLEGÅRDSGATAN 29 — STOCKHOLM
Telefon: lokal 22 85 80, riks 22 89 30 — Telegram: VATTEN

Härmed riktas en allvarlig uppmaning till författarna i Geol. Föreningens Förhandlingar att avlämna tydliga, slutgiltiga och väl genomsedda samt helst maskinskrivna manuskript.

Särskilt bör uppmärksamheten ägnas åt strängt genomförd konsekvens beträffande skrivningen av namn, latiniserade ordformer och tekniska uttryck, samt åt stilformernas riktiga betecknande (*kursiv*, spärrad, KAPITÄLER). Kursivstil användes blott för latinska namn (ej för att understryka vikten av visst textinnehåll). Spärrad stil användes för att framhäva vissa ord eller meningar i texten. Kapitäler användas för alla personnamn. I manuskriptet utmärkes:

spärrning med - - - - - - - - -
KAPITÄLER » ═════════
kursiv » _________

Konsekvens i förkortningar är i hög grad önskvärd. Följande detaljer kunna uppmärksammas:

km dm m (antikva utan punkt).
dr (doktor), prof. (professor), hr (herr).
Titel angives blott första gången författare citeras, men upprepas ej onödigtvis.

Citerade arbeten anföras i texten med angivande av författarens namn och arbetets tryckår inom parentes (SAHAMA 1954), och sammanställas i alfabetisk ordning vid uppsatsens slut (observera skiljetecknen och förkortningar):

SAHAMA, TH. G., 1954: Mineralogy of mafurite. Bull. Comm. géol. Finl., N:o 166.

Korrekturläsning åligger förf.

Red.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR

BAND 78 HÄFTE 4 N:o 487

Revue annuelle de la littérature géologique suédoise 1955

Rédigée par

R. Sandegren

Pour rendre la littérature géologique suédoise plus accessible, la Société géologique de Stockholm publie depuis l'an 1927 des revues annuelles de résumés en allemand, en anglais ou en français de cette littérature. Les revues sont insérées annuellement dans le IVième numéro de »Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar» et ont pour but de constituer des bibliographies complètes de la littérature suédoise.

L'idée principale de la rédaction des résumés est la suivante: les œuvres publiées en langues internationales ainsi que celles contenant des résumés détaillés dans ces langues sont traitées très sommairement, tandis que les œuvres intéressantes même pour des géologues non scandinaves et publiées seulement en suédois, sont résumées plus en détail. Des exposés populaires et des articles ne contenant pas de nouveaux faits scientifiques n'y sont pas rapportés. Ces articles sont pourvus d'un astérisque (*) devant le titre.

On peut obtenir séparément les revues annuelles au prix de 4 kr. la pièce chez Geologiska Föreningen, Stockholm 50, Suède.

Table de matières

Pages
Géologie régionale 580
Géologie générale et dynamique 583
Géochimie 588
Minéralogie et cristallographie 590
Minerais 592
Géologie appliquée 593
Géologie des formations préquaternaires:
  Géologie et pétrographie des roches cristallines 598
  Géologie et pétrographie des formations postarchéennes 600
  Paléophytologie 602
  Paléozoologie 603
Géologie quaternaire:
  Dépôts et phénomènes glacials 604
  Géochronologie 608
  Variations de niveau 609
  Biogéologie 611
  Étude des sols et Géologie agricole 613
Donnés biographiques 615
Miscellanées 616

Géologie régionale

Asklund, Bror: Norges geologi och fjällkedjeproblemen (The geology of Norway and the problems of the Scandinavian mountain chain). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 185—203, 6 text-figs. — A complementary paper given to the author's previous review of Prof. Olaf Holtedahl's monograph »Norges geologi» (The Geology of Norway) and dealing with some special »Caledonian» problems which arise at a comparison between the Swedish and Norwegian aspects upon the geological history of the mountain chain. As seen from the geological maps of Scandinavia the Caledonian mountain-zone is divided in the middle by an extensive anticline of crystalline rocks chiefly belonging to the Precambrian. This is the Olden-anticline of Sweden, overlain by Eocambrian and Cambro-Ordovician sediments. It projects into Norway to the north-east of Trondheim, and comes in the neighbourhood of Grong into contact with the »Western border» of Norway which was formerly regarded as an Archean complex but now is considered to represent a complex highly metamorphosed in Caledonian time and renewed by palingenetic processes. Later geological studies upon the Swedish side of the national boundary have demonstrated that the Olden-Anticline represents the deepest parts of a huge nappe, the Olden-nappe, mainly built up of Cambro-Ordovician Sediments. Judging from these Swedish results it becomes evident that the »Western border» of Norway with its crystalline and highly metamorphosed originally Archean rocks rests upon the Olden-nappe with a tectonical discordance. Seen in contrast to the Archean of the foreland in the east which forms the basement of the Caledonian geosyncline-sediments the whole »Western border» of Norway obviously represents allochtonous elements added to the old pre-Caledonian continent-mass as a huge land-strip from deeper parts of the geosyncline. B. Asklund

*__Beskow, Gunnar:__ Hur naturen danat skärgården (How the archipelago of Stockholm was formed). — Stockholms skärgård, pp. 33—52. Sthlm 1954.

*__Björsjö, Nils:__ Naturgeografisk exkursion till Kallebäcks lider (An excursion to Kallebäcks lider, Gothenburg). — Geogr. notiser 12. 4 1954, pp. 9—13.

Brotzen, F.: Geologiska problem i Israel (Geological problems of Israel). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955 pp. 148—160. English abstract p. 148.

Ekström, Nils: Några naturgeografiska iakttagelser från Hindåsområdet (Some geological observations from the environs of Hindås, SW Sweden). — Gothia 7. Also as Medd. fr. Göteborgs Univ. Geogr. Inst. 49. pp 58—65, 6 text-figs. Göteborg 1955.

Florin, Sten: Geologi och stenåldershistoria (Geology and Stone Age history of the parish of V. Vingåker). — Vingåkersboken pp. 379—430, 21 text-figs. — A popular account of the Quaternary geology and the stone age history of the parish named. Detailed descriptions of some peat-bogs are given.
R. Sandegren

Gavelin, Sven och **Kulling, Oskar:** Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län (Description to map of the Pre-Quaternary rocks of the

Västerbotten County, N. Sweden). — S. G. U. Ser. Ca, N:o 37, 296 pp., 188 text-figs., 2 plates, 1 map. English summaries pp. 88—99 and pp. 287—296. I. Urbergsområdet (Pre-Caledonian rocks) by S. Gavelin. II. Den kaledoniska fjällkedjan (The Caledonian mountain range) by O. Kulling. Sthlm 1955. — In the Pre-Caledonian rocks of the Västerbotten County two mountain building cycles are recognized *e. g.* the Svecofennian- and the Karelian cycle. The latter was followed by Subjotnian and Jotnian eruptives and sediments formed at the pleneplanation of the Karelian mountains. A scheme of the various rock groups of the area is given below (the figures to the right show the areal proportions of the various rocks within the area):

Youngest.		
Rapakivi granite, diabase	Subjotnian and Jotnian eruptives	< 0,1 %.
Adak granite series Sorsele granite series	Karelian granites and gabbro	3,5 %.
The Vargfors series	Karelian sediments and volcanites	0,6 %.
	— Unconformity —	
Revsund granite series	Late- or post-orogenetic Svecofennian granites and gabbros	47,8 %.
Gneisses of the Phyllite series and of Jörn granites	Svecofennian gneisses	31,0 %.
The Jörn granite series	Early-orogenic Svecofennian granites and gabbros	3,0 %.
The Arvidsjaur series	Upper Svecofennian volcanites	2,8 %.
The Phyllite series	The middle, mainly sedimentary supercrustal Svecofennian series	9,6 %.
The Skellefte volcanite series	The lower, mainly volcanic supercrustal Svecofennian series	1,7 %.
Oldest.		

The different tectonic styles met with in the map region are visualized by block diagrams. Much space has been given to stratigraphic and petrographic investigations of the rocks as well as the regional metamorphism of the area. The sulphide mineralisation, which is mostly restricted to the Volcanite- and Phyllite series of the Skellefte area, can be classified as follows: 1. Sulphide ore deposits in metasomatically altered rocks or unmistakable epigenetic ores in the Phyllite series. 2. Small concentrations of pyrite and pyrrhotite n schist and gneisses. 3. Quarts veins with arsenopyrite. 4. Calcite-fluorite veins with galena and/or sphalerite. 5. Nickel ore. 6. Molybdenite prospects. Ore deposits of economic importance belong almost exclusively to group 1. The principal phase of the sulphide mineralisation seems to have been connected with the origin of the youngest Svecofennian Revsund granite and not — as earlier stated — with the oldest Svecofennian Jörn granite. Sulphide mineralisation in the north-western portions of the map area, including the Adak area, seem to be connected with the Karelian Adak granite.

The rocks of the Västerbotten Mountains proper, belonging to the upper Caledonian nappes, *i. e.* the Seve-köli Nappe and the Rödingsfjäll Nappe, re translocated from the central parts of the original Caledonian geosyncline. The rocks of the eastern marginal zone, originate mainly from the eastern border regions of the same geosyncline. The latter have been separated into hree different units: the Cambro-Silurian of eastern facies (mainly autochhonous), the Blaik Nappe, and uppermost the Stalon Nappe. »The Ammarnäs Complex» of the Västerbotten Mountains proper could possibly form the western extension of the Stalon Nappe. The regional metamorphism increases upwards from the lowest major nappe, The Blaik Nappe, to the highest, the Rödingsfjäll Nappe. The Cambro-Silurian of eastern facies is composed of Cambrian and Ordovician sedimentary rocks lying on a basement of pre-Eocambrian rocks. The lowest part of the sediment-sequence, the Laisberg sandstone, is unfossiliferous, and is referred to as the Eocambrian by some authors. The Blaik Nappe Complex is subdivided into: the Sparagmite Series (oldest), the Eocambrian tillites and varved shales, the Ström Quartzite Series and the alum shales of the Blaik Nappe. As to the crystalline rocks inside the Blaik Nappe, it is still open to question whether they belong to the original basement of the nappe or not. Much space has been given to the petrographic and stratigraphic description of the Sparagmite Series as well as the Eocambrian tillites named the Långmarkberg Series, which has been deposited during the great Varanger Ice Age. The Ström Quartzite Series is considered to be the western stratigraphic equivalent to the autochthonous Laisberg sandstone. Besides petrographic description of the Ström Quartzite Series two drilling cores are presented from the easternmost parts of the Nappe. In the Stalon Nappe the same rock series are represented as in the the Blaik Nappe, the metamorphism, however, being up to the stage of chlorite-biotite-epidote-garnet. Pre-Eocambrian rocks are also included in the Stalon Nappe. The Seve-köli Nappe of the Västerbotten mountains proper is divided into one division of higher- and one of lower metamorphic sedimentary rocks. The latter representing the western Cambro-Silurian because of scattered finds of Ordovician and Silurian fossils, is subdivided into four Ordovician and four Silurian Series. The stratigraphy of the higher metamorphic rocks in the Seve-köli Nappe is at present a matter of dispute. Igneous rocks of different kinds have a frequent occurrence in the Seve-köli Nappe, and their dating and genesis are discussed. The author's opinion about tectonics are visualized by several profilesections across the Caledonian range, and stratigraphic correlations with other areas in the Caledonian geosyncline are discussed and summarized in a table. G. Stålhös

Holmsen, Per: Grensen mellem Trondhjemsfeltet og sparagmittområdet i sydøst (The borderline between the Trondhjem field and the sparagmite area in the southeast). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, p. 433. — The opinion of P. Holmsen is that the Trondhjem field in its southeastern part is resting upon allochtone sparagmites, and that there is a considerable tecthonic discordance between them. R. Sandegren

Koark, Hans J.: Zu Gesteinen um den See Nahuel Huapi, Patagonien. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXXV, S. 191—198, 1 Textfig. Uppsala 1953—1955.

***Lundqvist, G.:** Ölands jord och grund (Soil and ground of Öland). — Natur på Öland, pp. 16—28, 11 text-figs. Uppsala 1955.

Rapp, Anders: Geomorfologiska studier i Tempelfjordsområdet, Spetsbergen 1954 (Geomorphological studies in the Tempelfjord-region, Spitsbergen, in 1954). — Sthlm, Ymer, Årg. 75, 1955 pp. 121—137, 9 text-figs. English summary p. 137.

Sandegren, R.: De geologiska förhållandena (The geological conditions). — Björlanda socken genom tiderna pp. 12—24, 3 text-figs. Uppsala 1955. —

A popular account of the geology of the parish of Björlanda, Bohuslän, Western Sweden. Contains earlier not published lists of Late Glacial and Post Glacial marine fossils.
R. Sandegren

Strömberg, Arne : Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. XXXV, S. 199—244, 18 Textfig., 3 Tafeln. Uppsala 1953—1955. — In the eastern sector of the investigated area the quartzites and sparagmites show a tectonic shape, characterized by a system of small nappes and some faults. The eye-gneiss between Hede and Tännäs is found to be formed through crystalloblastic metamorphism from granite, which occurs as crystalline relict areas. In the bottom of the big Seve-nappe the author distinguishes a relatively rigid tectonic unit, called the Särv-nappe. This nappe contains 45° westerly dipping dikes of olivine-bearing Ottfjäll-dolerite standing close in mainly arenaceous rocks of eocambrian light sparagmite. Between the Särv-nappe and the eye-gneiss occurs a dolomitic limestone associated with a white quartzite. After an early deformation with a pair of folding axises in N—S and E—W the dolerite was intruded mainly in tension cracks. The dolerite dikes and the sparagmite became abruptly cut off through later movements with especially strong deformation in a translation plane at the bottom of the Särv-nappe, where a late folding axis $B^1 \perp B$ has been observed in the orientation N55—60°W. A mylonite zone and sericitic slates separate the Särv-nappe from a higher metamorphosed nappe in the west.
A. Strömberg

Åhman, Erik : Socknens geologi (The geology of the parish of Råneå). — Råneå socken 1654—1954, pp. 266—273, 4 text-figs. Luleå 1955. — The Pre-Quaternary and Quaternary geology of the parish is described. In the beginning of this century there was a little mine district at Råneå based on felspar and quarz.
E. Åhman

Géologie générale et dynamique

Arnborg, Lennart : Hydrology of the Glacial river Austurfljót. — Geogr. Ann. Årg. XXXVII, 1955, pp. 185—201, 9 text-figs. Sthlm 1956.

Axelsson, Valter : Rapaälven, dess delta samt sedimentationen i Laitaure The river Rapaälven, its delta and the sedimentation in Lake Laitaure). — Sthlm, Ymer, Årg. 75, 1955, pp. 52—59, 4 text-figs. English summary p. 59. — The River Rapaälven, which is draining the great mountain massif of Sarek in Northern Sweden has in Lake Laitaure formed a delta with a length f about 6 km. The delta shows numerous lagoons, which are enclosed between he levées of several diverging and converging channels. At the mouths of he river bed load material is deposited. For that reason the deposits surounding the channels are inclined. In front of the delta and in the area between he channels suspended material is deposited. These deposits therefore are more or less plane. During the middle of the summer the river water is denser han the lake water. It therefore flows along the bottom of the lake as a ensity current. In spring and in autumn the river water and the lake water re of comparable density. In winter the river water is less dense than the eeper layers of the lake water. For measurement of rate of deposition an pparatus has been constructed.
From the author's summary

Båth, Markus: Jordkärnan — ett aktuellt geofysiskt problem (The earth's core — a modern geophysical problem). — Skr. utg. av Fören. f. filosofi o. specialvetensk. III., pp. 15–43, 6 text-figs. English summary pp. 41—43. Also as: Meteorolog. Inst. Univ. Uppsala Medd. N:o 45. Uppsala 1955.

Båth, Markus: Observations séismographiques de l'Observatoire géophysique de Kiruna de janvier à décembre 1954, 136 pp. Lund 1955.

Båth, Markus: Observations séismographiques faites à l'Observatoire météorologique d'Uppsala de janvier à décembre 1954, 97 pp. Lund 1955.

Båth, Markus: The relation between magnitude and energy of earthquakes. — Trans. Am. Geophys, Union, Vol. 36, No 5 1955, pp. 861–865, 1 text-fig. — Relations between magnitude and energy of earthquakes given earlier are briefly reviewed. A new relation is derived using energy computations based on complete integrations of the Rayleigh wave phase. Twenty-seven shallow-focus earthquakes in 1952—1953 covering the magnitude range 5.3–7.8 recorded by the Galizin instruments of Kiruna have been used. The resulting formula is $\log E = (7.2 \pm 0.5) + (2.0 \pm 0.07)M + \log (x/2)$, where the last correction term takes account of the ratio x of the total energy of the seismic waves and the energy of the Rayleigh waves. Author's abstract

Glimberg, C.-F.: Sandflykten i Skåne — ett gammalt naturskyddsproblem (The sand-drift in Scania — an old problem for the preservation of natural scenery). — Sthlm, Sv. Naturskyddsfören:s Årsb. Årg. 46, 1955, pp. 124–135, 7 text-figs. Uddevalla 1955.

Griffiths, D. H.: The remanent magnetism of varved clays from Sweden. — Journ. of Geomagnetism and Geoelectricity, Vol. VI, No. 4. 1954, pp. 217—220, 2 text-figs.

Griffiths, D. H.: The remanent magnetism of varved clays from Sweden. — Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement, Vol. 7. No 3, 1955, pp. 103—114, 6 text-figs. — The directions of remanent magnetization of samples taken from a number of varved clay series from Sweden have been measured in an attempt to obtain information about the direction of the Earth's field in past times. Two sets of samples were taken with a Kullenberg core sampler from cores of recent varves obtained from a river delta. It was possible therefore to compare the magnetization directions of these samples with observatory records of the Earth's field direction at the time of deposition of the clay. The results indicate that the magnetizations were acquired on deposition and have remained stable in direction since. Their directions are shown to have been controlled not only by the Earth's field but by the slope of the bed on which deposition took place and very probably by bottom currents flowing in the river or lake during sedimentation. Thus no information about the past direction of the Earth's field can be obtained from the data unless corrections can be applied to allow for these factors. A method of correcting approximately for the change of magnetization direction due to deposition on a slope is explained. No way of allowing for the effects of bottom currents has yet been discovered, though there is evidence that in some instances these effects are small. Where this is so the magnetization direction may perhaps prove a reliable indicator of the field directions at the time of deposition. Author's summary

Hjulström, Filip, Sundborg, Åke and **Falk, Åke :** Problems concerning the deposits of windblown silt in Sweden. — Sthlm, Geogr. Ann. Årg. XXXVII, 1955, pp. 86—117, 13 text-figs. — Deposits of windblown silt, or loess, are not common in Sweden or in northwestern Europe on the whole, with the exception of Iceland. On the contrary: loess soils are generally considered to be extremely rare, and findings which really seem to be true aeolian formations are practically of miniature size — coast and shore dunes with adjoining more fine-grained sediments not considered. The problems dealt with in this paper are: 1) the geographic location of windblown silt, 2) meteorological and climatological conditions for the genesis of aeolian sediments. Finally a preliminary mapping of some localities of windblown silt in Dalecarlia is given. R. Sandegren

King, R. F. : The remanent magnetism of artificially deposited sediments. — Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement, Vol. 7, No. 3, 1955, pp. 115—134, 17 text-figs. — Experiments are described in which samples of unconsolidated glacial deposits from Sweden were redispersed and allowed to settle in a tank. The direction and intensity of the resultant magnetic field were varied and currents were created in the tank in an attempt to discover what factors, other than the magnetic field, control the alignment of the permanently magnetized particles which give the sediment its remanent magnetic moment. Two such factors were found to be important, namely the slope of the surface on which the sediment was deposited and the velocity of the current immediately above this surface. A tentative theory of the effect of slope is put forward which accounts almost quantitatively for the experimental results and in addition leads to a qualitative explanation of the effect of bottom currents. The relationship of these results to measurements of the direction of the natural remanence of the same material is discussed. Author's summary

Kröll, Viktor St. : The distribution of radium in deep-sea cores. — Göteborgs K. Vet.- o. Vitt.-Samh. Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947—1948, Vol. X, Fasc. I. 32 pp. 20 text-figs. Göteborg 1955.

Lindström, Maurits : Structural geology of a small area in the Caledonides of Arctic Sweden. — Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2. Bd 51. Nr 15. Kungl. Fysiogr. Sällsk. Handl. N. F. Bd 66. Nr 15. 32 pp. 19 text-figs. 4 plates. Lund 1955. — The area surveyed is situated at the lake Torneträsk in Swedish Lapland and contains overthrust metamorphics (mainly mica-schists and marbles) belonging to the Caledonides. Synoptic diagrams of β maxima and of lineations indicate that there are at least three phases of deformation, each with its own $B = b$ and $B^1 = a$, the latter axis being rather predominant. Rotation of some of the lineations around axes that are seen to belong to the earliest deformation clearly traceable shows that there may have been a fourth deformation that is still older. $B = b$ of the deformations, beginning with the oldest, are, 1. N, 2. ENE, 3. NNE, 4. N. The two later deformations are to some extent ruptural. In the description of some of the structures of the area evidence is given of $B^1 = a$, chiefly from loc. 103 c of Raijkijokka (map 1) and from Vijinivaras (map 4). The Vijinivaras structure seems to have been caused by temporarily checked transport in a, chiefly due to a big anticline in a lower tectonic unit. Author's abstract

Lindström, Maurits: A tectonic study of Mt. Nuolja, Swedish Lapland. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 557—566, 10 text-figs. — The overthrust Caledonian metamorphics of Mt. Nuolja are mainly S-tectonites. The dominating axial fabric elements are equivalent to B^1 = a of at least four phases of structogenesis. B = b of the four phases, beginning with the oldest, are 1. N, 2. ENE, 3. NNE, 4. N. Author's abstract

Melin, Ragnar: Om isdammarnas betydelse för omlagring av löst material i en flodbädd (Significance of ice dams for the redeposition of loose material in a river bed). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 182—189, 6 text-figs. — If the velocity of a river exceeds about 0.6 m/sec. the freezing mainly occurs from the bottom. When drift-ice and »sörpa» (ice, formed by crystallization of under-cooled water on floating particles, such as erosion material or ice-crystals) fasten on the bottom-ice, an ice dam is formed. In this way the main current of the river may change its course with very important effects on the erosion. The regulation of a river, tending to increase the amount of water during the winter, may therefore considerably increase the erosion of the river. Especially the short-time regulation, with rapid changes in the amount of water and an increased amount of drift-ice, will contribute to a strong erosion. This effect has been studied in the rivers Fjällsjöälven and Indalsälven. Jan Lundqvist

Mellis, Otto: Petrographische Untersuchungen an einigen Tiefseesedimenten des Atlantischen Ozeans. — Stuttgart, Geol. Rundschau, Bd 43, 1955, S. 428.

Rasmusson, Gunnar: Uppkomsten av ett gångsystem i Lulletjårrogrottan (Entstehung eines Gangsystems in der Lulletjårro-Höhle). — Lund, Svensk Geogr. Årsb. Årg. 31, 1955, S. 65—72, 3 Textfig. Deutsche Zusammenfassung S. 71—72. Auch als: Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. N:r 337. — Diese Höhle ist mit einer Gesamtlänge von 1 200 m die grösste in Schweden. Sie liegt nördlich vom See Torneträsk in Lappland auf 68°.5 n. B. und ist in einer Schicht von kristallinem Kalkstein gebildet. Der Kalkstein baut sich aus zentimeterdicken Schichten auf mit einer Fallrichtung, die allgemein 15° gegen NW beträgt. Eine schwach ausgebildete Faltung mit einer Achse von ONO—WSW ist zu erkennen. Aus der Zusammenfassung des Verf.

Rudberg, Sten: Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion av preglaciala erosionsgenerationer i Sverige (The morphology of Västerbotten. An attempt at the reconstruction of cycles of preglacial erosion in Sweden). — Geographica 25, 457 pp., 7 pl., 95 fig., English summary pp. 413—429. Diss. Uppsala 1954. — The discussion is carried on in three sections. Section I gives a critical review of the published observations and hypotheses on the morphology (of the rock floor) of Sweden. Discussed are: The regenerated, essentially Precambrian peneplain, the structurally determined relief, the influence of the glacial erosion and fluvial relief and cycles of erosion younger than Silurian. Section II gives some aspects of the international discussion of the problem according to the formation of plane surfaces of denudation, of cyclic erosion, and of the transformation of the fluviatile landscape by glacial erosion. Section III contains an account of the morphology of the province of Västerbotten. The description of the relief is based upon: The angles of slope, the relative height, types of relief. The area is divided into 5 morphological regions, arranged roughly at right angles to the lines of drainage. These regions are: The coastal plain, the undulating transitional region, the inland plains. The description is accompanied by a contour map on the scale of 1 : 400 000, constructed by the aid of the topographical map and new figures of altitude (to the number of 19 000—20 000). A general description shows, that observed plains and fragmentary flat surfaces occupy different levels and in many places are grouped like steps. Before they are characterized as forming parts of a cyclic relief, certain complicating moments are eliminated.

The influence of bed rock is discussed in reference to a geological map, compiled from different sources and especially in the Caledonian mountain based upon non-published observations of strike and dip. An attempt is made to elucidate the reaction to exogen morphological processes of the most important rock types. With regard to the different members of the Archean rocks no great differences are observable. For some of the rocks of the Caledonides a distinct sequence can be established. A comparison between morphology and bed rock shows, that no congruence is noticed within the Archean between the limits of regions and those of rock types but that such congruences are common in the premontan region and in the mountain region. The morphological boundaries are however partly shifted towards the west in comparison with the petrographical limits. The flat surfaces can only locally be connected with certain kinds of rock and in general not with structural base levels.

The glacial transformation of the preglacial landscape comprises two moments: the glacial accumulation and the glacial erosion. Examination of the thickness of the covering soil (obtained from mining prospectings and well drillings to a number of 2 035) gives the result that all greater plains correspond to real plains in the rock floor but that rock terraces and steps in the valleys can be hidden below the sediment cover. For the investigation of glacial erosion the author uses the extremely steep features as starting point. Among these steep forms are found a number of mostly empty glacial cirques — different types are described — and trough valleys. Most of the later are of imperfect type, but give just by this fact information about the formation of trough valleys. The ice erosion is stronger in outer curves and upon downstream sides of valley spurs, and the trough valley can be explained almost completely by lateral erosion. Outside the mountains the greater hills are often transformed into huge roche moutonné (here called »flyggberg»). In general it is possible to assert that the landscape received a characteristic appearance from the steep glacial forms but that the changes are not great as for quantity. In flat country an approximate calculation shows that the rock floor has been lowered at least 5.7 ms by glacial erosion. Plains and fragments of such are in the following considered as true erosion surfaces, formed in connection with general base levels. A further examination shows that they can be arranged in a system of 13 cycles. Their distribution and relations are described in detail. The present sea level is the datum level for the reconstruction. Some difficulties connected with the still continuing postglacial emergence are discussed. The longitudinal profiles of the rivers are divided into steps, which occasionnally can remind of »graded curves». A remarkable agreement in height between these steps and the erosion urfaces occurs. During the reconstruction of the surface systems some anomalies are found, especially in the coastland, where they are thought to be tilted fragments of the regenerated Precambrian peneplain. The tectonic background to the repeated rejuvenation of the relief is supposed to be peripherally located flexures at the Gulf of Bothnia combined with an interrupted raising of the interior without any change of inclination. No supports are available for an exact dating of the system of surfaces. The fact that the inland plains are characterized by extremely small angles of slope indicates perhaps that they are influenced by the warmer tertiary climate (an »Inselberg» climate). S. Rudberg

Rudberg, Sten : Vår aktuella kunskap om senprekambriska peneplan i Sverige (Actual knowledge of Late-Precambrian peneplains of Sweden). — Sthlm, G. F. F. Bd 76, 1954, pp. 126—128. — It is generally accepted that the Sub-Cambrian peneplain is an important feature in the present relief of Sweden. It is also a general opinion that this peneplain is built successively during a long spell of time or in several different epochs of peneplanation — *i. e.* the peneplain contains different peneplain facets. Among these surfaces of denudation the following are discussed: The Subjotnian, the Subsparagmitian, the Subcambrian. According to the author it is not possible to reconstruct the Subjotnian peneplain by the aid of the present fragments of Jotnian sediments and not at all to follow the Subcambrian peneplain in the interior of northern Sweden. It is possible that informations about sedimentation and weathering during Sparagmitian time will throw new light upon the processes of peneplanation between Jotnian and Cambrian time. S. Rudberg

***Sörlin, Anton :** Jorden och livet. Berg, slätter och hav genom årmillionerna (The earth and the life. Mountains, plains, and sea during millions of years). — 382 pp. Sthlm 1954.

Thomasson, Kuno : Om den biocönotiska dynamiken i grunda sjöar. Några synpunkter på Tåkerns oroväckande utveckling (On the biocoenotic dynamics of shallow lakes. Some points of view on the alarming development of lake Tåkern). — Sthlm, Sv. Naturskyddsfören:s Årsb. Årg. 46, 1955, pp. 145—151. 1 text-fig. English summary p. 151. Uddevalla 1955. — During the last years, the lake Tåkern, famous by its waterfowl, has manifested an alarming situation of its biocoenosis — expressed *e. g.* in diminishing submerged vegetation and waterfowl. It is pointed out that the lake, through the internal activities of its biocoenosis, is continually approaching the condition when it ceases to be a lake. Furthermore, the physical conditions in this epilimnic lake are analysed, especially in connection with the long-continued sedimentation and the effect of water movements upon the surface of sediment. The unfavourable conditions of this extremely soft sediment to the bottom fauna are discussed, even the negative influences of the unstabile bottom deposits on the submerged plants are dealt with. The effect of the water climate being more or less identical with the air climate is discussed in connection with dynamics within the ecosystem of extremely shallow lakes.

Author's summary

Wideland, Bror : An investigation on the geoid in Sweden. — Sthlm, Rikets Allm. Kartv., Medd. Nr 24, 24 pp., 10 text-figs. 2 maps. Uppsala 1955.

Vilborg, L. : The uplift of stones by frost. — Geogr. Ann. Årg. XXXVII, 1955, pp. 164–169, 9 text-figs. Sthlm 1956. — Discusses the agglomeration of sorted sizes of gravel and sand underneath stones lifted by the frost.

R. Sandegren

Ängeby, Olof: Toppkonstans, erosionsytor och passdalar i Jämtland och Tröndelag (Peak-plain, erosion-surfaces, and passage-valleys in Jämtland and Tröndelag). — Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2. Bd 51. Nr 9. K. Fysiogr. Sällsk. Handl. N. F. Bd 66. Nr 9. Also as: Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. XXX. 43 pp. 9 text-figs. English summary pp. 30 –31. Lund 1955. — This paper contains an account of an investigation of certain methods and their application in a central Scandinavian area — Swedish Jämtland and Tröndelag in Norway. The intention has been to examine these methods in order to ascertain their uses and limitations. The problems are concerned with the earliest traces of relief in this part of Scandinavia.

From the author's summary

Gèochimie.

Landergren, Sture: Om spektrokemisk analys av sediment och bergarter (On spectro-chemical analysis of sediments and igneous rocks). — Sthlm, G. F. F. Bd 77. 1955. pp. 64—65. English abstract p. 64. — A brief survey is given of the laboratory studies on analytical technique by means of combined chemical and spectrographic methods for the determination of major and minor constituents in sediments and igneous rocks. For details the reader is referred to a paper: On the spectrochemical analysis of igneous rocks, sediments, and ores by S. Landergren and W. Muld. Microchimica Acta 1955.

Author's abstract

Landergren, Sture: A note on the isotope ratio $^{12}C/^{13}C$ in metamorphosed alum shale. — London, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 7. pp. 240—241, 1955. — The $^{12}C/^{13}C$ ratio has been determined in alum shales from different localities in Scandinavia. *i. e.* in such shales having undergone thermal metamorphism. It is shown that this kind of metamorphism has not affected the isotopic composition of the alum shale. Sture Landergren

Landergren, Sture and **Muld, William:** Spectrochemical analyses of igneous rocks, sediments, and ores. — Wien, Mikrochimica Acta, Heft 2/3, pp. 245—250, 1955. 1 Textfig. — A survey is given of the technique for spectrochemical analyses of igneous rocks, sediments, and ores applied in the geochemical department of the Geological Survey of Sweden. Sture Landergren

Ljunggren, Pontus: Geochemistry and radioactivity of some Mn and Fe bog ores. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 33—44, 2 text-figs. — The trace element content of different bog ores has been measured and it appeared that most of these elements are enriched in the manganiferous bog ores as compared with the ferriferous ones. The manganiferous bog ores have also proved to have a higher radioactivity than the ferriferous ones. Author's abstract

Mattson, Sante and **Koutler-Andersson, Elisabeth:** Geochemistry of a Raised Bog. — Uppsala, K. Lantbrukshögsk. Ann. Vol. 21, pp. 321—366, 1955, 20 text-figs. — In a previous publication a study was made of the exchangeable Ca/exchangeable Mg in a raised bog, known as the Ramna bog and located in Bassholma south of the Hallandsås ridge in southern Sweden. In the present paper the study of the bog profile mentioned includes a geobotanical description, pollen analysis, mineral composition, excess base and nitrogen content, and organic composition. On the basis of these parameters conclusions as to the genesis of the bog are drawn. Of a special interest from a geochemical point of view is the distribution and variation of the elements Si, Ti, Al, Fe, Mn, and P in connection with the geological development of the bog. A little remark: The heading of the chapter dealing with the chemical composition is called »Mineralogical Composition». This is often met with in literature but is confusing and should be avoided. Sture Landergren

Minéralogie et cristallographie.

Aaremäe, A. and **Assarsson, G.:** Gravimetrical determination of small amounts of tellurium in sulfur. — Anal. Chemistry 27, 1955, p. 1155.

Aaremäe, A. und **Assarsson, G.:** Über die Trennung von Molybdän und Wolfram durch Sublimation in Chlorwasserstoffatmosphär. — Zeitschr. f. anal. Chemie 144, 1955. S. 412.

Assarsson, G. and **Balder, A.:** The poly-component aqueous systems containing the chlorides of Ca, Mg, Sr, K, and Na between 18 and 93°. — Journ. Phys. Chemistry 59, 1955, p. 631.

Bergholm, A.: Oxidation av pyrit (Oxidation of pyrite). — Sthlm, Jernkont. Ann. Årg. 139, pp. 531—549, 6 text-figs. English summary p. 548. Uppsala 1955. — The reaction between oxygen and pyrite in the presence of aqueous solutions. The mechanism of spontaneous ignition.
Author's abstract

Brotzen, Otto: Some microstructures in jasper from the Långban Mine, Sweden. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 275—283, 4 text-figs., 4 plates. — In jasper from Långban, Sweden, a number of small structural details such as stratification, ellipsoidal bodies, shrinkage cracks, growths stages of quartz crystals and metasomatic replacements by hematite are met, and described and depicted. An analysis of the order of formation and an interpretation of the details are given. It is concluded that the Långban iron deposit is of sedimentary origin. An ultimate volcanic source of the iron and silica is discussed. Author's abstract

Dahlgren, Sven-Eric: On the break-down of thixotropic materials. — Göteborg, Chalmers Tekn. Högsk. Handl. Nr 159, 1955, 18 pp. 8 text-figs.
Also as: Acta Polytechnica, Nr 171. — Based on the experimental work carried out by Green and Weltmann an analytical treatment of the thixotropic break-down has been made. To fully characterize a thixotropic Bingham body no less than eight constants are necessary. The process can be described in one single diagram. It is shown that all thixotropic Bingham and Newtonian bodies must have a non-thixotropic region. A condition for a time-dependant break-down is a delay in the appearance of thixotropy.
Author's abstract

Edström, J. O. och **Bitsianes, G.:** Diffusion i fast fas vid reduktion av magnetit (Solid state diffusion in the reduction of magnetite). — Sthlm, Jernkont. Ann. Årg. 139, pp. 451—465, 7 text-figs. English summary pp. 463—464. Uppsala 1955. — Isothermal solid state reaction between iron and magnetite. Transport capacities for dense wüstite layers. Marker studies of mass transport. Self-diffusivity of iron in wüstite. Comparison between oxidation processes of iron and reduction of dense magnetite and hematite.
Abstract of the authors

Gabrielson, O.: The crystal structure of finnemanite. — Sthlm, K. V. A. Ark. f. mineralogi o. geologi. Bd 2 nr 1, pp. 1—8, 1 text-fig. Uppsala 1955. — Cell dimensions, space group and atomic parameters are determined. No structural relations to mimetite are found. O. Gabrielson

Lindner, Roland: Bildning av silikater och dubbeloxider genom reaktion i fast fas vid höga temperaturer och deras undersökning med radiotracers (Investigation of solid reactions in oxide systems with radio tracers). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 396—401, 4 text-figs. Abstract in German and English, p. 396. — Whilst the phase boundary reaction and the rapid diffusion in a freshly formed reaction layer formed between reaction solids is hardly apt to detailed theoretical treatment, the final stage of the reaction, viz. the diffusion in a comparatively thick and stabilized reaction layer can be treated theoretically according to a suggestion forwarded 1936 by C. Wagner. Wagner's theory, proposing the rate-determining diffusion of cations not only in the case of tarnishing of metals but also in the case of formation of spinels and silicates in the solid state, can be examined by diffusion measurements using radiocative tracers. This has been done by us for a number of systems, zinc-iron spinel being the first and best investigated one. The diffusion measurements as well as the determination of the distribution of reaction products on both sides of the original contact phase is in accordance with Wagner's theory in this case, whilst in the case of the formation of other spinels as well as of several silicates the theory could not be proved.

Author's abstract

Ljunggren, Pontus: Differential thermal analysis and X-ray examination of Fe and Mn bog ores. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 135—147, 3 text-figs. — The mineralogical composition of Fe bog ores has been examined. Differential thermal analysis revealed an endothermic reaction much lower than that of both lepidocrocite and goethite, but X-ray analysis gave the pattern of goethite. The Mn bog ores were shown by the aid of differential thermal analysis to consist of hydrated compounds. X-ray analysis revealed the presence of delta-MnO_2, and of manganous manganite in one sample.

Author's abstract

Ljunggren, Pontus: An occurrence of gypsum crystals and jarosite in a gravel hillock, west of Billingen, Sweden. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 284—288, 3 text-figs. — A part of the gravel material consists of pebbles of alum shales which are split along planes covered with gypsum crystals. The gypsym crystals are often accompanied by earthy masses which after X-ray examination were identified as jarosite hitherto not reported from Sweden. E. Åhman

Lundin, Sten Tore: Electron optical and X-ray studies on the formation of porcelain; formation and microstructure of the mullite phase. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 404—421, 11 text-figs. — Using X-ray diffraction, optical and electron optical methods, it is possible to make reliable observations and measurements on the phase composition and phase distribution in fired kaolins and whiteware bodies. The methods are briefly discussed and it is then demonstrated that the mullite in fired kaolins, contrary to the prevailing opinion, is formed between 1 000° C and 1 200° C and completely developed even after only a short time at 1 200° C. The chemical mullite analysis fails here completely. The use of the replica method for studying the microstructure in the optical and the electron optical microscope is also demonstrated with examples from electrical porcelains. The distribution of the mullite phase in the porcelain body is determined by the original composition with respect to clay, feldspar and quartz. The appearance of the mullite crystals formed in the clay fields is quite different from the mullite crystals in the feldspar fields. Only part of the mullite phase is visible in the ordinary light microscope. Author's abstract

Norin, Erik: The mineral composition of the Napolitan yellow tuff. — Stuttgart, Geol. Rundschau, Bd 43, 1955, pp. 526—534, 2 text-figs. Deutsche Zusammenfassung, p. 526.

Sundius, Nils: Spinell och skapolit från Forsby kalksten (Spinel and scapolite from the limestone at Forsby) — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, p. 633. — At Forsby limestone quarry in Södermanland occurs a black spinel that the author has determined as a gahnite. A partly disintegrated scapolite in the limestone is characterized as carbonate meijonite relative poor in marialite. E. Åhman

Sundius, N.: Mikroskopische Untersuchung von Keramik-Scherben aus der Wikingerzeit und dem frühen Mittelalter. — Exkurs in: Selling, Dagmar: Wikinger-Zeitliche und früh-mittelalterliche Keramik in Schweden. 1955, S. 244—249. — In den untersuchten 80 Scherben konnte eine Gruppe (Typ II) ausgeschieden werden, die ausser gewöhnlichem eckigen Sand- und Moränenmaterial oder Zertrümerungsgut auch wohl abgerundete Quarzkörner als Magerungsmaterial enthalten, die von einem losen Sandstein herstammen. Die entsprechende Keramik wird als aus dem Auslande oder aus südostlichem Schonen herstammend angenommen. Typ I mit ausschliesslich eckigem oder kantengrundetem Magerungsmaterial dürfte Keramik von Skandinavien und dem Auslande umfassen. Eine kleine dritte Gruppe mit spezielle Formen und Kornverteilung des Sandes ist wahrscheinlich ausländischer Herkunft. In wenigen Fällen wurden Minerale und auch Fossile angetroffen die innerhalb gewisser Grenzen eine Bestimmung der Herstellungsort der Keramik erlauben. N. Sundius

Minerais

Alarik, Axel L:son: Undersökning och värdering av mineralfyndigheter och gruvföretag (Investigation and valuation of mineral deposits and mine undertakings). — 134 pp. Filipstad 1955. — The author gives a short insight into Swedish mining law and passes over to describe how to examine deposits and effect selections of samples. Good advice is informed about applications for preliminary claims and claims and valuations of deposits. E. Åhman

Barbosa, A. Licinio de M.: Geology of the iron ore deposits of Central Minas Gerais. — Sthlm, G. F. F., Bd 77, 1955, pp. 444—445.

Moberg, Carl-Axel: Varifrån kommer bärnstenen i Sydeuropas brons- och järnåldersgravfynd? (Woher kommt der Bernstein in den Funden aus der Bronzezeit und der Eisenzeit in Süd-Europa?). — Sthlm, Fornvännen 1955, pp. 126—128. Uppsala 1955. — Der Verfasser geht von den Analysen aus, die

Helm 1885 über Bernstein aus den Schachtgräbern in Mykäne ausführte, welche zu jener Zeit von grundlegender Bedeutung wurden für die Auffassung, dass der Bernstein aus baltischen Vorkommen herrührte und die Beziehungen der nordischen Bronzezeit mit Süd-Europa wiederspiegelte. Er referiert die neueren Arbeiten über vorgeschichtlichen Bernstein in Süd-Europa, besonders aus etruskischem Milieu, und findet dass mit der Entdeckung von natürlichen Vorkommen von Bernstein in verschiedenen Ländern Europas die endgültige Lösung der wichtigen Frage über die Herkunft des südeuropäischen Bernsteins noch weitere Untersuchungen erfordert.

K. E. Sahlström

***Nyström, E. T.:** Järnframställning i Kina förr och nu, jämte en kort beskrivning av Kinas viktigaste järnmalmer och deras olika typer (Iron industry in China in olden times and at present, and a brief description of the main iron ores of China and their different types). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 639—640.

Svenke, Erik: Uranförekomster och uranindustri (Occurrences of uranium and uranium-industry). — Sthlm, Kosmos, Bd 33, 1955, pp. 134—147, 4 text-figs.

Svenke, Erik: Svensk skiffer som uranråvara (Swedish shale as raw material for uranium). — IVA, Årg. 26, 1955, pp. 75—80, 2 text-figs. English abstract p. III. — The amount of uranium that can be extracted from Swedish shale. Comparison between the energy equivalent with this uranium and the present energy consumption in Sweden. Principal flow sheet for uranium production from shale. AB Atomenergi's plant at Närkes-Kvarntorp. The importance of uranium cost for atomic energy production. Estimation of future uranium demand in Sweden for power generation. Author's abstract

Ödman, Olof H.: Morro da Mina manganese deposit and its protore. — Rio de Janeiro, Engenharia, Mineração e Metalurgia, Vol. XXI, No 122, 1955, p. 57.

Géologie appliquée

Andersson, Yngve: Limnologisk undersökning av Ronnebyåns nedre lopp (Limnologische Untersuchung des unteren Laufes von Ronnebyån). — 117 pp., 20 text-figs. Karlshamn 1955.

Beskow, Gunnar: Stegring av konsolideringshastigheten i knådad lera (Increase of speed of consolidation of molded clay). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 46—52, 3 text-figs. English abstract p. 46. The paper presents some experiments concerning the thixotropic consolidation process in sedimentary clay, its speed variation with temperature. Regaining of shear strength when a molded sample is kept undisturbed and protected from evaporation at different temperatures, increases with rising temperature, the speed difference between + 4° C and + 90° C being some 100 times. The reason must be the increased thermal agitation of water, accelerating the arrangement within the clay-water system. Author's abstract

Beskow, Gunnar: Systemet lera—mineralolja—vatten; några försöksresultat och synpunkter (The system clay—mineral oil—water; some results of experiments and some points of view). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 376—379.

Björling, Gotthard: Hydrometallurgiska metoder som komplement till anrikning (Hydro-metallurgic methods as complement to concentration). — Sthlm, Tekn. Tidskr. Årg. 85, pp. 333—337. Norrköping 1955.

Ekström, Gunnar: Alnarpsströmmen. Ett vattenrättsligt problem (The Alnarp ground water stream as a water law problem). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 170—181, 3 text-figs.

Esping, Lars-Erik: Gruskonsumtionen och rullstensåsarna (The consumption of gravel and the Glacio-fluvial eskers). — Sthlm, Sv. Naturskyddsfören:s årsb. Årg. 46, 1955, pp. 153—171, 1 text-fig. Uddevalla 1955.

Esping, Lars-Erik: Rullstensåsarna och grundvattenförsörjningen (The Glacio-fluvial eskers and the supply of subsoil-water). — Sthlm, Sveriges Natur, Årg. 46, pp. 138—139, 1 text-fig. Uddevalla 1955.

Fellenius, Bror: Laboratorievagn på räls för geotekniska undersökningar (A laboratory car on rail for geotechnical investigations). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 61—63, 3 text-figs. English abstract p. 61. — Soil samples taken at investigations by the geotechnical division of the Swedish State Railways are generally transported by rail to the laboratory at Stockholm. During the transport the samples will be partly damaged. Therefore a laboratory car on rail has been constructed. This laboratory car is equipped with one compartment for laboratory tests and one compartment for smaller repairs of borers etc., and has also borers for general investigations in the field. The car is also useful at slides or in other cases of emergency.

Author's abstract

Fellenius, Bror: The landslide at Guntorp. — Géotechnique, Vol. 5, pp. 120—125, London 1955. — The landslide at Guntorp, north-northeast of Göteborg, Sweden, was due to an excessively high shearing stress developed in postglacial clays of the area. From Ann. Bibl. Econ. Geol.

Grudemo, Å.: Diskussion zum Vortrag von K. Jasmund über kolloidalen Kornklassen in Tonen und eine Methode zur Kornanalyse. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, S. 370—375, 4 Textfig.

Hagerman, Tor H.: Kvartära leror som nyttiga råmaterial i industri och teknik (Swedish Glacial and Postglacial clays utilized as raw material). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 384—391, 2 text-figs. — After having discussed existing deposits, genetics and petrography principally with reference to the literature a report is made on the most essential applications of said clays particularly in construction engineering and the production of building material (bricks etc.). Data from the State Road Institute of Sweden verify the comprehension obtained from agrogeological maps referring to the grain size of the clays in various districts of the country. Deviations in the relation between the disintegration time and the plasticity expressed as the water content difference at two different strengths (V_{10}—V_{100}) would indicate still unknown differences in the composition. After having examined the grain size analyses of the Brick Laboratory it has been proved that most Swedish brick clays have a low degree of sorting and mostly show a coarse grain size. In this connection the problem of suitable clays for moulds used in the production of cast iron and brass etc. is of evident interest. It would be of great value if reliable standard qualities made of these Swedish clays were available in the market for applications referred to in this article.

Author's abstract

Jagitsch, Robert : Kornstorleken och dess betydelse för utbytet vid pulverreaktioner (Die Bedeutung der Korngrösse für Pulverreaktionen). Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, S. 401—404. Deutsche Zusammenfassung S. 401. — Die Grösse des chemischen Umsatzes in technischen Pulvern kann aus der Korngrössenverteilung des Pulvers und aus der exact bestimmten Reaktionsgeschwindigkeit berechnet werden. Zusammenfassung des Verfassers

Jasmund, Karl : Spezielle Probleme bei der Abtrennung von verschiedenen kolloidalen Kornklassen in Tonen und eine zweckmässige Methode zur Kornanalyse. — Sthlm, G. F. F. Bd 77. 1955. S. 349—370, 13 Textfig.

Kjellman, W. : Do slip surfaces exist? — Géotechnique, Vol. 5, pp. 18—22, disc. pp. 48—54. London 1955. — Discusses factors affecting the stability of slopes and concludes that slip surfaces do not exist. A slope in a brittle soil fails by an excessive change of angle within a very thin rupture layer, whose width depends on the grain size of the soil. A slope in a tough soil fails by an excessive change of angle within a thicker zone, *i. e.* rupture region, whose width depends on the dimension of the soil mass and on the load.

From Ann. Bibl. Econ. Geol.

Kjellman, W. : Mechanics of large Swedish landslips. — Géotechnique, Vol. 5 pp. 74—78, disc. pp. 86—87. London 1955. — Describes the mechanics of both progressive landslides (slides that grow in the direction of their own motion) and retrogressive landslides (slides which grow in a direction opposite to the direction of movement). From Ann. Bibl. Econ. Geol.

Kjellman, W. : Investigation of clay slopes in the Göta river valley. — Géotechnique, Vol. 5, pp. 164—166. London 1955. — Reports on methods used in investigations in the Göta river valley, Sweden, on the pressure of water in sand or silt lences intercalated in clays (considered the principal factor contributing to landslides in the valley) and the shear strength of the soil. From Ann. Bibl. Econ. Geol.

Kjellman, W. : Effects of ground-water on stability of natural slopes in Swedish clay soils. — Géotechnique, Vol. 5, pp. 167—169. London 1955.

Kjellman, W. and **Jacobson, B. :** Some relations between stress and strain in coarse-grained cohesionless materials. — Royal Swedish Geotechn. Inst. Proceedings No. 9. 42 pp., 25 text-figs. Sthlm 1955. — Two large-size testing apparatuses were designed for grain sizes up to about 5 cm. Four materials were tested, *viz.*, fine and coarse pebbles, and fine and coarse macadam.

From the summary of the authors

Mohrén, E. : Grusåsar och grundvatten, speciellt på Västgötaslätten (Glaciofluvial eskers and subsoil water, especially in the lowland of Västergötland). — Sthlm, Sv. Naturskyddsfören:s Årsb., Årg. 46, 1955, pp. 172—175. Uddevalla 1955.

Norin, Rolf : Något om de svenska prekvartära lerornas mineralogiska och industriella användning (On the mineralogical and industrial use of Swedish pre-Quaternary clays). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 379—380.

Rengmark, Folke: Ny metod för bestämning av kornstorleksfördelning genom s. k. tvättsiktning (New method for determining the grain size distribution by means of wet sieve testing procedure). — Sthlm, Sv. Vägfören:s Tidskr., Årg. XLII, pp. 55—58, 4 text-figs. English abstract, Norrtälje 1955.

Rengmark, Folke: Ny metod för bestämning av kornstorleksfördelning genom s. k. tvättsiktning (New method for determining the grain size distribution by means of wet sieve testing procedure). — Sthlm, G. F. F., Bd 77, 1955, pp. 52—58, 4 text-figs. English abstract p. 52. — A mechanical apparatus has been devised which standardises the wet sieve testing procedure. A great number of samples can be tested in the apparatus at the same time, which has made the method work- and timesaving. Without leaving the sampleholder the samples can be weighed, dispersed, washed, dried, and again weighed. During the washing procedure the sampleholder is rotated and a jet of water is directed against the sieve (0.074 mm) from the inside of a sieve cornet. In this way, particles will not remain in the sieve meshes and the fine grained material can easily pass the sieve and run away. A new weighing method has also been devised. The results of weighing can be read on the balance in percentage by weight and the results can be plotted directly in a grain size distribution diagram without any calculations.

Author's abstract

Saare, Erik och **Wenner, Carl-Gösta:** Kärnfysikaliska metoder för bestämning av volymvikt och vattenhalt (Nucleophysical methods for determination of weight density and moisture content). — Sthlm, Statens nämnd för byggnadsforskning: Rapport 30, 1955, 22 pp. 18 text-figs. — A synopsis of methods and experimental results from abroad. C. G. Wenner

Sandford, Folke: Termodiffusion i leror (Thermal diffusion in clays). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 392—396, 1 text-fig. English abstract p. 392. — A. Luikov found in the study of plastic clays that the moisture gradient was opposite to the temperature gradient when a sphere of clay was heated in a saturated atmosphere so that evaporation was prevented. This thermal diffusion brought about so high a moisture gradient that the sphere cracked at the surface. In the case of a brick clay from Stallarholmen, Selaön, Mälaren, we have found that the moisture gradients brought about by the thermal diffusion was much lower than those found by Liukov and of no technical importance of cracks in the bricks during the drying process.

Author's abstract

Silfverberg, Lennart: Influence of organic matter on differential thermal analysis of clays. — Royal Swedish Geotechn. Inst. Proceedings No. 11. 37 pp. 22 text-figs. Sthlm 1955.

Thunmark, Sven: Limnologiens betydelse för lösandet av vattenföroreningsproblemen (The importance of limnology for the problems concerning pollution of water). — Ing.Vet.Akad. FKO-medd. nr 19, 19 pp. 8 text-figs. Sthlm 1955.

Tullström, Helge: Hydrogeologiska förhållanden inom Slite köping på Gotland (Hydrogeological conditions of the Slite area in the island of Gotland). — Sthlm, S. G. U. Ser. C. N:o 538 [= Årsb. 48 (1954) N:o 3] 1955, 28 pp.

10 text-figs. English abstract p. 3. — The rocks of the region are mainly marl and marly limestone. In a few hills limestone rests upon the marl as erosive residue. Probably the marl is about 43 metres thick and underlaid by another limestone which is an aquifer. The thickness of this limestone is unknown. Aquifers in Quaternary deposits are only met with in the valley at File and Ytlings. The water-supply is about 200 cubic metres/day. The waterworks of Slite pump from two wells which reach down to the limestone aguifer. They yield about 2 700 l h. m. The drawdown of the piezometric surface could be noticed in the area of influence. The salinity of the water from the wells is rather high and will rise when the drawdown exceeds 7 metres. Continuously about 450 cubic metres/day may be taken from the wells corresponding to an infiltration area of 3.3 square kilometres. Some springs at Dyhagen yield about 180 cubic metres/day. Salt water (containing more than 300 p.p. m. of clorine) is found near the surface in an area. The occurrence of the salt water is independent of the stratigraphy but it probably depends on hydrostatical and tectonic matters. From the author's abstract

Tullström, Helge : Översikt av Sveriges Grundvattenförhållanden (Review of the Ground Water conditions of Sweden). — Ing.Vet.Akad: Aktuella problem inom vattenvården. FKO-Medd. Nr 19, pp. 22—28. Sthlm 1955. — The paper deals with the hydrogeologic properties of the glacial drift and the bedrock in Sweden and with the selection of drilling sites in general on the basis of geologic and hydrologic viewpoints. It is written for well drillers and water supply engineers. H. Tullström

Tullström, Helge : Tätningslocket, en brunnshygienisk anordning (Hygienic construction to tight wells). — Vattenhygien nr 1, 1955.

Tynelius, Sven : Den stora åsdöden — en inventering av eskilstunatraktens sand- och grusfyndigheter och ett förslag till fridlysning (The great death of Glacio-fluvial eskers — a stock-taking of the occurrences of sand- and gravel in the Eskilstuna region, and a proposal for preservation).— Sthlm, Sveriges Natur, Årg. 46 Nr 3 pp. 67—72, 4 text-figs, Uddevalla 1955.

Vattenvården. Betänkande angående organisations- och lagstiftningsfrågor m. m. avgivet av Vattenvårdskommittén (Wasserpflege. Gutachten über Organisations- und Gesetzgebungsfragen u. s. w. abgegeben von der Wasserpflegekommission). — Statens offentliga utredningar 1955: 6 Jordbruksdepartementet. 133 pp. Sthlm 1955.

Wenner, Carl-Gösta och **Saare, Erik :** Grundförstärkning genom vibrering under vatten (Vibroflotation for consolidating soil underneath foundations). — Sthlm, Byggmästaren, Årg. 33, 1954, pp. 201—210, 17 text-figs. English summary. — Laboratory and field tests were made of the possibility of backfilling the excavated area with pure sand and pure gravel. The following observations were made: both gravel and fine sand with a fairly high content of fine particles (30 % less than 0.074 mm. sieve) can be consolidated sufficiently under water by using an ordinary concrete vibratory device. It is also possible to increase the bearing capacity of naturally layered loose sand deposits by vibroflotation. C. G. Wenner

Géologie des formations préquaternaires

Géologie et pétrographie des roches cristallines

Asklund, Bror: Marmorbruksområdets och Kolmårdsmarmorns geologiska historia (The geological history of the Marmorbruket area and of the Kolmården marble, »Swedish green marble»). — Marmorbruket på Kolmården, pp. 1—26, 8 text-figs. 1 plate. Norrköping 1955. — To the many valuable historical monographs dealing with the older Swedish mineral and mining industry the old Marmorbruket Company (Nya Marmorbruks Aktiebolaget, Kolmården) has delivered a very interesting volume. The marble industry of Sweden was founded in the year 1673 in connexion with the new building works upon the old Royal Palace at Stockholm under the great Swedish architect Nicodemus Tessin the younger. — The present author gives a comprehensive description of the geology of the marble-bearing field at Kolmården in the province of Ostgothland. The green-coloured marble forms layers in the oldest Archean gneisses belonging to the »leptite»-formation. The marble-layers show a very complicated tectonic, resembling to »Salt-tectonics». The metamorphic processes have transformed an original lime-bearing sediment to a mineral-rich marble with pyroxenes and amphiboles and several other silicates. By diaphtoritic processes these minerals have been transformed into green serpentine which is the colouring element of the famous marble. B. Asklund

Kautsky, Fritz: Der Bau des Westrandes der svionischen Leptitzone im Gebiet der Zinkgrube von Åmmeberg. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, S. 161—184, 3 Textfig. — Die im wesentlichen E—W streichenden Svioniden beginnen ca. 35 Kilometer, östlich des Ostufers des Vättern, im Untersuchungsgebiet einen gegen Westen immer breiter werdenden, flachen Antiklinalflächer zu bilden, der im Südteil gegen Südwesten und im Nordteil gegen Nordwesten streicht. Auch E—W streichende Grossstrukturen kommen überall vor. Besonders stark hervortretend sind aber N—S gerichtete Strukturen. Solche fehlen in den östlicheren Teilen der Svioniden. Die ganze Oberfläche dieser miteinander interferierenden Grossantiklinalen und Grosssynklinalen ist durch steil stehende, isoklinale Spitzfalten intensiv gerunzelt Das Fallen der gegen Norden und Nordwesten streichenden Falten ist vorwiegend gegen Westen und Südwesten, das Fallen der gegen Westen und Südwesten streichenden Falten meist gegen Süden und Südosten gerichtet. Das Süd- und Südostfallen der Schichtkomplexe muss auf die svionische Druckrichtung zurückgeführt werden. Die N—S streichenden Strukturen müssen durch einen Druck von Westen entstanden sein. Da die svionische Migmatisierungsepoche jünger als die Faltenbildung ist, kann der Druck von Westen nicht in Zusammenhang mit der späteren gotischen Faltung westlich der Svioniden stehen. Die Svioniden haben daher nie die heutige Grenze Gotiden-Svioniden überschritten. Ein Druck von Westen muss gleichzeitig mit dem svionischen Druck von Süden gewirkt haben. Die Grenzlinie Svioniden-Gotiden war schon während der svionischen Faltung eine aktive Grenzlinie. Zusammenfassung des Verf.

Kautsky, Gunnar: Die Anorthosite des Sulitelma—Salojauregebietes, Kaledoniden, Nordschweden (The anorthosites of the Sulitelma—Salojaure region, Caledonides, Northern Sweden). — Sthlm, G. F. F., Bd 77, 1955, S. 204—208. English abstract p. 204. — From the big Seve nappe three occurrences of meta anorthosite are described. One, situated in the Pieske nappe, is younger than the Upper Ordovician Laotak series. Intrusive anorthosites in the Vasten nappe are younger than schists of Lower Ordivician age. In the Gasak nappe, anorthositic rocks occur as pebbles and boulders in polygeneous basal conglomerates of the Upper Ordovician Laotak series and as traces of the deeply weathered anorthositic basement of the nappe beneath the conglomerates. Here the anorthosites are older than the other occurrences of the region. They are of Pre-Upper Ordovician age. They may have been formed during the Ekne disturbance, which has been compared with the Taconic orogenesis in North America, but it is also possible that they belong to the Pre-Cambrian basement of the Gasak nappe. The several anorthosites described from a restricted area such as the Sulitelma—Salojaure region show, that these rocks abundantly occurring in the western parts of the Caledonides, might be of different age. Author's abstract

Kolderup, N.-H.: Sammenhengen mellom skifre, gneiser og eklogitter i »Nordvest-tavlen» (Genetic connection between schists, gneisses and eclogites in the »Northwest Block», Southern Norway). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 257—264, 3 text-figs. English abstract p. 257.

Ljunggren, Pontus: A kaolinized fault zone in gneiss at Letafors, northern Vermland. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 265—274, 4 text-figs. — An argillized zone, ten metres wide, was discovered at tunnel workings in gneiss at a depth of about 100 metres. The argillized rocks have been examined microscopically and by means of differential thermal analysis and X-ray powder analysis, revealing the dominance of kaolinite and quartz together with biotite, partly chloritized. Small remnants of microcline are still to be seen. Slip faces in the kaolinized rocks have often a thin coating of montmorillonite. The age of the kaolinization is discussed. Author's abstract

Staargaard, J. A.: Geology and petrology of the southeastern Borgafjäll, Jämtland, Sweden. — 119 pp., 40 text-figs., 1 plate. Dutch summary pp. 11—16. Assen 1955. — The area considered is situated in the high mountains to the south of the Borgasjö on the border of Jämtland and Västerbotten. It is included in the eastern part of the big allochthonous Seve-Complex of the Caledonian range, and is built up by higher metamorphic rocks—mostly of sedimentary origin. The mapped region, about 150 sq km, constitutes a wide syncline with a slight axial plunge towards N.W. On account of petrographical criteria six different »formations» have been separated in this area. 1. Metamorphic arkoses. 2. Amphibolite-bearing metamorphic arkoses. 3. »Hartschiefer»-bearing gneiss formation. 4. Amphibolite formation. 5. Amphibolite-micaschist formation. 6. Micaschist formation. Formations 1. and 3. are supposed to be of the same age as the non-metamorphic sparagmites further East, while formations 2., 4. and 5., though fossils are lacking, are discussed to be of Ordovician age. The age of formation 6. is quite uncertain. Formations 1. and 3. are intruded by several diabases and formation 2. is penetrated by peridotites. Göran Stålhös

Ödman, Olof H.: A pre-Cambrian conglomerate with pebbles of deep-seated rocks near São Paulo, Brazil. — Rio de Janeiro, Engenharia, Mineração e Metalurgia, Vol. XXI, No 121, 1955, p. 32.

Géologie et pétrographie des formations postarchéennes

Bohlin, Birger: The Lower Ordovician limestones between the Ceratopyge shale and the Platyurus limestone of Böda Hamn. With a description of the microlithology of the limestones by Valdar Jaanusson. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXXV pp. 111—173, 14 text-figs., 10 plates. Uppsala 1953—1955. — The divisions distinguished in N. Öland during earlier field work were recognized in the core, though partly with a local aspect, the Obtusicauda limestone only with some hesitation. The fossils are scarce and the boundaries between the divisons are approximative and to a large extent based on lithological evidence. A fairly rich fauna with *Megistaspis gigas* from various localities in Öland (only for some part recovered from the core) was listed. Fossils described: *Aristoharpes? rotundus* n.sp., *Megistaspis obtusicauda* n.sp. (syn. *Megalaspis centaurus* Dalman p.p.), *Pseudasaphus perstriatus* n.sp., *Pseudasaphus duplicatus* n.sp., *Niobe frontalis* Dalman, *Niobe imparilimbata* n.sp.

In the microlithological part Jaanusson gives data on the contents of $CaCO_3$, P_2O_5, Fe_2O_3, sulphur, FeS_2, grains of pyrites, glauconite, non-glauconitic internal moulds, and size of grains in different parts of the core dealt with in the paper. B. Bohlin

Brotzen, F.: Occurrence of vertebrates in the Triassic of Israel. — Nature, Vol. 176, p. 404, 1955.

Hessland, Ivar: Studies in the lithogenesis of the Cambrian and basal Ordovician of the Böda Hamn sequence of strata. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXXV, pp. 35—109, 4 text-figs. 7 plates. Uppsala 1953—1955. —

This paper is based on a special investigation of a drill core from the northern part of the island of Öland and on previously published data, mainly from corings. The main purpose was to reconstruct the local environment of deposition and the changes of sea level during the Cambrian and basal Ordovician in a restricted area of the Baltic Sea region. The investigation is also intended to be a general contribution to the study of ancient environments.

The present reconstructions are based on analyses of sediment and fauna. The fauna was examined by Waern (Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. 34. 1952); the sedimentological investigation is reviewed hereunder. The assumption that reconstructions of ancient environments should be based on groups of coordinated indications is the leading principle in this work. Observations and analyses of thirty-three indicatory components are plotted and accounted for by means of frequency curves in a folding plate with direct reference to the sedimentary sequence. These indications may be classified in three main groups. One comprises the composition of the sediment with regard to grain size, sorting and other data based on size distribution, shape of particles, petrology, radioactivity, and chemistry. Bedding and other internal structures as well as »worm» tubes and borings of various kind may be referred to the second group. The third group includes surface structures, both inorganic and those formed by organisms. The indicatory value of the constituents is discussed.

The following main types of environment during the Lower Cambrian were interpreted to have succeeded each other: 1. Tidal beach — 2. Tidal flat — 3. Tidal beach — 4. Tidal flat — 5. Mud-flat situated somewhat above normal high tide — 6. Supramarine aggradation flat, flooded occasionally

— 7. Bay with narrow mouth or shore-lake, passing into mud-flat and finally backshore — 8. Apparently land for the remaining part of the Lower Cambrian. The influence of the tide seems to have been considerably less during the Middle Cambrian inundation. The lower part (about 24 m), brachiopod-bearing and richly laminated soft argillaceous shale, is interpreted to have been deposited under sheltered conditions, probably owing to enclosure to the south and south-east by a large bar extending from the Bornholm area to the Gotland area. The opening, probably situated in the Gotland area, was apparently narrowed and possibly closed due to the general tilting towards the south-west of the whole Baltoscandian region at that time. This is supposed to have caused the water in the Baltic basin to rise and to break through the conjectured bar somewhere south of northern Öland. This is indicated by a sudden strong invasion of an abundant trilobite fauna, Ellipsocephalus polytomus Linnarsson and the group of Paradoxides oelandicus Sjögren being the most frequent members. Correspondence to this invasion has not been observed in other parts of the Baltic basin. Temporarily, the following took place: grain size increased, sorting was better, roundness of quarts particles improved, and glauconite occurred frequently. The lamination so characteristic of the underlying section was not developed, thus indicating possibly increased salinity. The water was apparently shallow during the deposition of the entire shale sequence, which ended in Paradoxides paradoxissimus time. This zone is sandy farther to the south; the sand may be »blanketed» from the supposed Bornholm-Gotland bar. The remaining part of the Cambrian is not present. Only environmental indices of the stagnant black Ceratopyge shale of the Ordovician and the transitional layers to the limestone sequence are discussed; this has been treated by Bohlin and Jaanusson (Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. 35. 1955). Ivar Hessland

Jaanusson, Valdar und **Mutvei, Harry:** Stratigraphie und Lithologie der unterordovizischen Platyurus-Stufe im Siljan-Gebiet, Dalarna. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXXV, pp. 7 -34, 6 Textfig., 5 Tafeln. Uppsala 1953—1955.

Jónsson, Jón: Tillite in the basalt formation in East Iceland. — Geogr. Ann. Årg. XXXVII, 1955, pp. 170—175, 3 text-figs. Sthlm 1956.

Köster, Erhard: Wasseraufnahme- und Wasserabgabevermögen von Lias-Gesteinen aus dem nordwestlichen Schonen. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, S. 327—346, 6 Textfig. — Die Untersuchung entstand auf Anregung des verstorbenen Professors G. Troedsson, der sich in letzter Zeit mit dem Wasservorrat im Rhät-Lias von Nordwest-Schonen und seiner Nutzbarmachung für menschliche Zwecke beschäftigte. Die Untersuchung zeigt, dass Porenvolumen und damit Wasserhöchstaufnahmevermögen wesentlich von dem Grad der Verkittung der Hohlräume auf chemischem oder mechanischem Wege abhängig sind. Die dadurch verursachten Schwankungen im Porenvolumen sind grossflächig in gesetzmässiger Weise kaum zu erfassen. Sie können sich auf kleinem Raum ändern. Die praktische Ausnutzung des im Gestein enthaltenen Wassers wird davon avhängen, ob und in welchem Umkreis der über einer Entnahmestelle liegende Druck einer Wassersäule in der Lage sein wird, das Wasser in Bewegung zu setzen, wobei der Grad der Beweglichkeit vom Umfang und Zusammenhang des Porensystems und vom Wechsel der Gesteinsarten abhängig ist. E. Köster

Malmborg, Gunnar: Geologiska iakttagelser inom det underkambriska området vid Torekov, NV-Skåne (Geological observations in the Lower Cambrian area at Torekow, Northwestern Scania). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 289—316, 13 text-figs. 1 plate. — The paper gives a detailed map, and a description of the rocks (sandstones, arkoses, and conglomerates) of the area, its stratigraphy, and tectonics. Fossil traces of *Diplocraterion parallelum* are described and pictured. R. Sandegren

Martinsson, Anders: Die ordovizischen Geschiebe im Schärengebiet von Hangö und Ekenäs im südwestlichen Finnland. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXXV, pp. 175—189, 3 Textfig. Uppsala 1953—1955.

Martna, Jüri: Studies on the Macrourus and Slandrom formations I. Shell fragment frequencies of the Macrourus formation and adjacent strata at Fjäcka, Gräsgård and File Haidar. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 229—256, 11 text-figs. 2 plates. — The author has studied the role of shell fragments in the formation of some calcareous rocks belonging to the Middle Ordovician Ludibundus and Macrourus formations, and the Upper Slandrom formation in Sweden. The material has been collected in the central and southeastern parts of Sweden, at Fjäcka in Dalarne and (from erratic blocks) at Gräsgård on the island of Öland. These localities are redescribed and the fossils found at each place are listed. In addition some samples from core drilling at File Haidar, island of Gotland, have been analyzed. The samples were analyzed with regard to the total amount of shell fragments larger than 0.1 mm, the proportions of different phyla in this fraction, and the total amount of the insoluble residue which was mainly clay and silt. These values were obtained by dissolving samples in diluted hydrochloric acid, and by measurements of thin sections according to the Rosiwal method. The mean values of these constituents and the standard deviations are given for the principal rock types. The total amount of shell fragments in these rocks is below 20 per cent; they are thus calcilutites according to Jaanusson (1952). The total amount of shell fragments and the proportion of Pelmatozoa seem to be independent, of the amount of the insoluble residue, whereas the proportion of Arthropoda decreases, and that of Brachiopoda increases with an increasing amount of insoluble residue. Author's abstract

Reyment, R. A.: Zusätzliche Bemerkungen über die Stratigraphie Kameruns. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, S. 424—426.

Paléophytologie

Bose, M. N.: Some Tertiary plant remains from Queensland, Australia. — Lund, Botan. Notiser, Vol. 108, 1955, pp. 381—390, 1 text-fig. 2 plates.

Erdtman, G.: Pollen grains of cf. Ctenolophon from Tertiary deposits in India. — Lund, Botan. Notiser, Vol. 108, Fasc. 1, 1955, pp. 143—145, 5 text-figs.

Lundblad, Britta: Contributions to the geological history of the Hepaticae. II. On a fossil member of the Marchantiineae from the Mesozoic plant-bearing deposits near Lago San Martin, Patagonia (Lower Cretaceous). — Lund, Botan. Notiser, Vol. 108, Fasc. 1, 1955, pp. 22—39, 3 text-figs., 3 plates.

Oliver, W. R. B.: History of the flora of New Zealand. — Sthlm, Svensk Botan. Tidskr. Bd 49, pp. 9—18, Uppsala 1955.

Sen, J.: On some fructifications borne on Glossopteris leaves. — Lund, Botan. Notiser, Vol. 108, 1955, pp. 244—252, 8 text-figs.

Paleozoologie

Bergenhayn, J. R. M.: Die fossilen schwedischen Loricaten nebst einer vorläufigen Revision des Systems der ganzen Klasse Loricata. — Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2. Bd 51. Nr 8. Kungl. Fysiogr. Sällsk. Handl. N. F. Bd 66. Nr 8. Auch als: Skr. fr. Mineralog.- o. Paleontolog.-Geol. Inst. Lund N:r 22. — 44 S. 7 Textfig. 2 Tafeln. Lund 1955.

Bohlin, Birger: Triceromeryx, an American immigrant to Europe. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXXV, pp. 1—6, 1 text-fig. 1 plate. Uppsala 1953—1955.

Lindström, Maurits: The conodonts described by A. R. Hadding, 1913. — Menasha, Wis. Journal of paleontology, Vol. 29, N:o 1, jan. 1955, pp. 105—111, 1 text-fig. 1 plate. — The Swedish Ordovician conodont species erected by Hadding in 1913 are elucidated by new material. The types and typoides are embedded in shale and have been partly laid bare. Hadding's valid genus *Periodon* has been entirely neglected by subsequent workers.
Author's abstract

Lindström, Maurits: A serious misprint in the paper »Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden». — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, p. 212.

Martinsson, Anders: Studies on the ostracode family Primitiopsidae. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. XXXVI, pp. 1—33, 6 text-figs. 2 plates. Uppsala 1955. — A sample of primitiopsidae from the Mulde marl, probably uppermost Wenlockian of Gotland, is studied. Moulting and growth of *Primitiopsis planifrons* Jones are recorded. A new genus, *Clavoflabella*, and two new species, *C. multidentata* and *C. incurvata*, are described. The material as background for a study of population dynamics is briefly discussed. A taxonomic survey of the *Primitiopsidae* is given. Author's abstract

Regnéll, Gerhard: Catopygus (Echinoidea) als Geschiebe im Quartär Schonens. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, S. 17—32, 1 Tafel, English abstract S. 17. — The Åhus sandstone has yielded the only species of *Catopygus* described hitherto from Sweden. A few observations are made on these as well as comments on the sparse references to *C.* in the Swedish literature and on the scanty fossil material available. Two specimens of *C.* from the drift of Scania are discussed with regard to position within the genus, and derivation. One from intermorainic gravel at Vallkärra is clearly distinct from previously known congeneric species. It is made type of *C. inflatus* n. sp. It is suggested that the specimen is derived from the White Chalk (Maastrichtian) of the Baltic depression, having been carried there by the Öresund (»Low Baltic») glacier and deposited by action of a stream of meltwater. A specimen from Sissebäck, Blekinge, is referred to the new species, which may also be true of a specimen from Köpinge. Another drift specimen, from near Årup, seems to have a certain affinity to *C. conformis* DESOR, but no identification, or name, is proposed. The specimen, which very likely originates from the Åhus sandstone, is supposed to have been brought to its find-spot by the Old Baltic glacier. From the author's abstract

Regnéll, Gerhard: Leiosphaera (Hystrichosph.) aus unterordovizischen Kalkstein in SO-Schonen, Schweden. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, S. 546—556, 5 Textfig. — Ein Massenvorkommen von Hystrichosphaeriden, und zwar eine reine Population von *Leiosphaera* wird beschrieben. R. Sandegren

Reyment, R. A.: Some examples of homeomorphy in Nigerian Cretaceous ammonites. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 567—594, 3 text-fig. Swedish summary pp. 590—591. — The prevailing conceptions of convergence, divergence and parallelism are discussed. Examples of homeomorphy in Nigerian Cretaceous ammonites belonging to the families Brancoceratidae, Schloenbachiidae, Acanthoceratidae, Vascoceratidae, and Tissotiidae are reviewed and the influence of environment on homeo-morphy considered. The use of the ammonite shell as an indicator of environment is shown to be negligible on the basis of present scientific knowledge. Author's abstract

Tjernvik, T.: Nericiaspis, a new genus of proparian olenids. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 209—212, 2 text-figs., 1 plate.

Géologie quaternaire

Dépôts et phénomènes glacials

Antevs, Ernst: Climate of New Mexico during the last Glacio-pluvial. A reply. — Chicago, Journ. of Geol. Vol. 63, 1955, p. 195.

Arnborg, Lennart: Ice-marginal lakes at Hoffelsjökull. — Geogr. Ann. Årg. XXXVII, 1955, pp. 202—228, 25 text-figs. 1 plate. Sthlm 1956.

***Bergdahl, Arvid:** Vår rullstensås (The Glaci-fluvial esker of Kumla). — Kumla julblad, 11 pp. Kumla 1954.

Bergström, Erik: British Ruwenzori Expedition, 1952. Glaciological observations. Preliminary report. — Journ. of Glaciology, Vol. 2, No. 17, pp. 469—476, 14 figs. Cambridge 1955.

Björsjö, Nils: Om blockvallar och klapperstensfält på Kosteröarna (On banks of boulders and fields of pebbles on the Koster islands). — Gothia 7. Also as: Medd. fr. Göteborgs Univ. Geogr. Inst. 47, pp. 66—81, 7 text-figs. English abstract p. 81. Göteborg 1955. — On the islands of Koster on the Swedish west coast there are great accumulations or fields of outwashed boulders, cocoanut-sized round stones, called »klapper», and pebbles. They are to be found along two lines, a westerly one and a more easterly one. The general direction of the lines is NW to SE, perpendicularly to the striae indicating the ice movement. The accumulations are glacio-marginal deposits of outwashed moraines and are probably continuations of two marked iceborder lines on the mainland. From the author's abstract

Björsjö, Nils: Om uppdämda sjöar och ändrade flodlopp på Västkusten (On Glacial and Preglacial drainage on the Swedish West Coast). — Göteborgs

Univ. Årsskr. Vol. LXI. 6. Also as Medd. fr. Göteborgs Univ. Geogr. Inst. Nr 50. 32 pp. 5 text-figs. English summary pp. 30—32. Göteborg 1955. — On the Swedish West Coast dammed lakes and disturbed drainage are common. They originate from the marked ice-melting in ice-border lines. The valleys are often crossed by marginal deposits such as terminal moraines and glacio-fluvial deposits developed stage by stage from the coast to the interior, yet no further than to the rocky or hilly inland plateaus where the ice melting took a different course (a dissolution of dead ice). Thus it is only in the maritime country and in the valleys towards the Inland plateaus that the ice-border melting is regular and that is where the moraine dammed lakes are to be found. From the author's summary

Dahl, Eilif: Biogeographic and geologic indications of unglaciated areas in Scandinavia during the Glacial ages. — Bull Geol. Soc. of America, Vol. 66, 1955, pp. 1499—1519, 4 text-figs. — Biogeographers and geologists have disagreed about the extent and thickness of the ice shield during the last glacial age in Scandinavia. Presence of west arctic species otherwise lacking in Europe and western Asia, marked endemism, and the concentration of rare species in two separate areas of the Scandinavian mountains indicate that much of the present arctic-alpine flora has survived the last glacial age in refuges along the Skandinavian coast and adjacent mountains. Fossil records indicate that conditions in South and Central Sweden were not favorable for immigration from the south of much of this flora during the deglaciation period. Other fossil records indicate that arctic-alpine plants grew in the mountains immediately after deglaciation. Unweathered erratics, glacial striae, etc., do not prove glaciation since they may have been deposited or formed during an earlier glacial age. Some geologists believe that frost splitting in arctic and high alpine localities is so rapid that glacial striae and erratics could not survive a glacial age in Scandinavia. The rapid frost splitting is thought to be due to frequent shifts of temperature around 0° C or to severe frosts in winter. Available meteorological observations do not confirm that such shifts are any more frequent in arctic or high alpine localities than in the valleys and plains of North Europe. Strong weathering has also been observed in localities with no severe winter frost. In the Peruvian Andes where frequent shifts around 0° C occur, weathering differs from that observed in Scandinavian mountains. The origin of mountain-top detritus, masses of large boulders weathered out *in situ* from the underlying rocks, is not completely understood. It probably has formed during a very long weathering cycle. From the author's abstract

De Geer, Ebba Hult: Geokronologi eller småmoränologi? (Geochronology or »small moraine geology»). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 128—130. [Data 94.] — Critical remarks on a map of Quaternary geochronology in the »Atlas över Sverige» by G. Lundqvist. E. Fromm

Gillberg, Gunnar: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon I. Glacialerosion och moränackumulation (Glacial erosion and till accumulation in the Western Marginal Zone of the South-Swedish Highlands). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 481—524, 18 text-figs. English summary pp. 518—521. — The effect of the glacial erosion is concentrated in the great valleys; the plateaus have been only little affected. Many of the original rock basins have been excavated by deepening as well as by widening processes. Typical glaciated U-valleys have developed, but hanging tributary valleys are not common. As a rule, the till is lithologically of local origin, *i. e.* from the southwest Swedish gneiss region. There occurs, however, especially in the basal till, a great number of fragments of sandstone, shale and limestone from the Cambro-Silurian region 10 kilometres north of the area. The distribution of the Cambro-Silurian material indicates that the ice has followed the great valley systems during the advance. Drumlins are situated proximally on the plateaus and they often form the top of these. They mostly occur in groups and lie in lines radiating towards the south. Their direction almost corresponds with that of the glacial striae. In some places the drumlins are connected to rocks but often no bedrock at all is seen on or along the sides. From the author's summary

Hillefors, Åke: Ellesboåsen. En morfologisk och stratigrafisk beskrivning (Ellesboåsen. A morphological and stratigraphical description). — Gothia 7. Also as Medd. fr. Göteborgs Univ. Geogr. Inst. 45, pp. 5—40, 16 text-figs. 1 plate. English summary pp. 35—40. Göteborg 1955. — The drumlinoid esker Ellesboåsen belongs to the same formation as *e. g.* Dösebackaplatån. The different layers are described and interpreted. By means of i. a. countings of pebbles and gravel grains they are shown to belong to certain ice streams. According to the striae along the Swedish West Coast there have been four different directions of ice movement in this district: 1) from the NW, 2) from the NNE, 3) from the NE, 4) from the ENE — E or even ESE.

Jan Lundqvist

Hjulström, Filip: The Hoffellssandur. The ground water. — Geogr. Ann. Årg. XXXVII, 1955, pp. 234—245, 7 text-figs. Sthlm 1956.

Jónsson, Jón: On the formation of frontal Glacial lakes. — Geogr. Ann. Årg. XXXVII, 1955, pp. 229—233, 4 text-figs. Sthlm 1956.

Järnefors, Björn: Uppsalatraktens lersediment i anslutning till den nya geologiska kartan (The clay sediments of the Upsala region. Demonstration of a new geological map). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, p. 224. Disk. Fromm ibid. p. 225.

Järnefors, Björn: Synpunkter på kvartära lerors genetik (Points of view on the genetics of Quaternary clays). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 381—384, 2 text-figs. English abstract p. 381. — Some notes are given about the genetics of clays from the Upsala region and the Göta river valley. Three types of clays appear — heavy clay, silty medium clay, and sandy light clay — according to the granulometric composition which gives us informations about their settling environments. The distribution of $CaCO_3$ and Na in Glacial and Post-Glacial clay of Upsala are also discussed. Author's abstract

Lundqvist, G.: Räffelriktningar och rullstensåsar (The direction of glacial striae and the glacifluvial eskers). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 114—118, 1 text-fig. English abstract p. 114. — It is known that a young bothnian ice stream has passed Uppland. This is marked by the striae from about NNE. During geological mapping in the region of Västerås the author found that these striae reach the esker called Badelundaåsen. He then thought that this esker was the limit of the bottnian ice stream. But quite the same conditions were found on the geological map Uppsala: W of the esker Uppsalaåsen the directions of the striae were from about NNW but E of it from NNE. The author has now explained it in the following manner. Along the eskers (in N—S) a big and wide ravine was formed (that is known from recent glaciers). Because of that there was no resistance against the new »inner» ice margin and it was then possible for the ice to bend towards the ravine. The problem is why the eastern stream is stronger. The author means that the great ice ravine was filled with fog in the mornings and therefore the sun could not shine on the western walls of the ravine. Later in the daytime the sun shone on the eastern walls and the wastage there was greater. Because of that the ice could deviate more to the ravine and the erosion was stronger.

Author's abstract

Lundqvist, G.: Geokronologi och smamoränologi (Geochronology and »small moraine geology»). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 213—214. — An answer to E. H. De Geer about the principles of construction of the ice margines.

G. Lundqvist

Mattsson, Lennart: Gråstensmon. Ett dödismoränlandskap i sydöstra Småland (Gråstensmon. A dead-ice moraine region in south-eastern Småland). — Lund, Svensk Geogr. Årsb. Årg. 31, 1955, pp. 37—56, 7 text-figs. English summary pp. 55—56. Also as: Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. N:r 335. — Grastensmon is a hummocky moraine region, situated between Lenhovda and Nybro in south-eastern Småland. The extremest part of the region is characterized by a confusion of hills and ridges alternating with block fields and block streaks. Large dead-ice pits, often stretching in from N to S or from E to W are also frequent. The block fields have earlier by G. Lundqvist been regarded as created by frost phenomena. According to the author's opinion Gråstensmon is a dead-ice landscape, where block streaks and block fields are the result of melt-water washing.

From the author's summary

Svensson, Harald: Några synpunkter på de glaciala hällarnas utbildning (Some aspects on the formation of roches moutonnées). — Lund, Svensk Geogr. Årsb. Årg. 31, 1955, pp. 57—64, 3 text-figs. English summary pp. 63—64. Also as: Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. N:r 336. — The resulting landform of glacial erosion in the bottom of an ice-sheet is the wave-like rock topography. This landform is adequate giving the mobile ice-masses a minimum of blocking- and friction resistance. The term »the mature glacial surface» is used as the name of this landform. In the beginning of a glaciation there arise great strain and stress variations in the advancing ice masses. The breaking process therefore is most active in the beginning of a glaciation. When the thickness of the ice increases, the plasticity, too, increases in the bottom region of the ice-sheet. This stage is generally the longest one of a glaciation. In the end of a glaciation with decreasing plasticity a new time of breakers could take place, Ljungner (1930) and Flückiger (1934) have discussed the possibility of the glacial rocks being formed by wave-motion in the bottom parts of an ice-sheet. It seems credible that the well rounded topography that is so common in Scandinavia is the result of long-wave undulations. The details of the glacial surface could be interpreted as the result of other wave motions, interfering with the long-wave motion.

From the author's summary

Wenner, Carl-Gösta : Några ord om glacifluviala avlagringar på Västkusten (Some remarks on glaciofluvial deposits on the Western coast of Sweden). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 478—480. — Changes in the direction of ice-movement have influenced the glacial deposits, *e. g.* in the valley of the Göta älv and in the Viskan valley. Glaciofluvial gravel beds do not always indicate the margin of the landice. Nor does a layer of till deposited on a gravel bed mean an oscillation of the landice. Topography has often caused the concentration of marginal deposits, *e. g.* on the border between the highlands and the coast plain. C. G. Wenner

Woldstedt, Paul : Die Gliederung des Pleistozäns in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, S. 525—545, 6 Textfig.

Géochronologie

Antevs, Ernst : Varve and radiocarbon chronologies appraised by pollen data. — Chicago, Journ. of Geol. Vol. 63, 1955, pp. 495 –499, 1 text-fig. — Natural correlation with climatic ages of Canadian postglacial forest types, deduced by Potzger and Courtemancke, confirms the well-suggested view that the ice border oscillations at Cochrane antedated the Altithermal which culminated ca. 6 000 years ago. The postglacial crustal rise of the James Bay country required 8 000—10 000 years according to Gutenberg. The Cochrane must be the correlative of the European Salpausselkä stage and be some 10 000—11 000 years old. Since the ice retreat from Milwaukee to Cochrane comprised at least 7 000 years, the radiocarbon age of the Two Creeks forest bed of 11 400 years must be much too low. Author's abstract

Antevs, Ernst : Geologic-climatic dating in the West. — American Antiquity, Vol. XX, 1955, pp. 317—335, 6 text-figs.

Borell, Ragnar och **Offerberg, Jan :** Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda (Geochronological investigations in the Indal River valley between Bergeforsen and Ragunda, N. Sweden). — S. G. U. Ser. Ca. N:o 31, 24 pp., 12 text-figs., 6 plates. English summary pp. 22—24. Sthlm 1955. — Geochronological investigations have been carried out along the lower part of the Indal river. The varve diagrams obtained were connected with pre-existing measurements made by R. Lidén and by Gerard De Geer. An earlier connection between diagrams from the Ångerman river and diagrams from the Ragunda area was proved to be incorrect. A number of locations along the Indal river was dated according to the Swedish time scale introduced by Gerard De Geer. J. Offerberg

De Geer, Ebba Hult : Neue Fundorte von symmiktem Ton im Baltikum. — Die Naturwissenschaften, Jahrg. 41. S. 526—527. [Data 92.] Würzburg 1954.

De Geer, Ebba Hult : Application de l'étude des Varves à des régions orographiquement différentes et complexes. — Data 95 fr. Sthlms Högsk. Geokron. Inst. Cahiers Géologiques 1955, pp. 297—304, 1 text-fig.

De Geer, Ebba Hult : Orographie et glaciation en Amérique du Nord et en Scandinavie. — Data 96 fr. Sthlms Högsk. Geokron. Inst. Cahiers Géologiques 1955, pp. 305—316, 4 text-figs.

Lundqvist, G.: Stocken i Öje. Ett säkert interglacialfynd (The log from Öje. A sure Interglacial find). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 317—322, 2 text-figs. English abstract p. 317. — In an earlier paper by the author a find of timber under moraine was described. According to the geological data it was determined to be of Interglacial age. Now it is discussed more detailed. And what is most important, the wood is dated with the Libby method by the station of Stockholm. The result is that the log is more than 24 000 years. It is the first find of Sweden determined as interglacial with help of the Libby method. Author's abstract

Lundqvist, J.: Interglacialfyndet vid Boliden (The find of Interglacial deposits at Boliden). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 323—326. English abstract p. 323. — The samples from the submorainic deposits of Bjurliden, near Boliden, Västerbotten, northern Sweden, which were briefly described by Grip in 1949 have been investigated more in detail. The subfossils — fragments of insects, mosses, and wood — have been studied by specialists. It has not been able to identify the insect fragments but the trees and plants are shown in tables. There are also shown the results from two pollen analyses. The wood fragments were numerous enough to allow a C_{14}-analysis. This has been carried out at the Stockholm station and shows that the deposit is at least 24 000 yeras old. As the Boliden area became free from ice only 9 000 years ago it is thus proved to be older than the last glaciation. It is notable that this is the first real proof of the interglacial age of one of the very much discussed submorainic deposits of Sweden. Author's abstract

Variations de niveau.

***Fromm, E.:** Landhöjningen i Sverige (Land uplift in Sweden). — Väg- och Vattenbyggaren 2. 1955.

Fromm, E.: Nedisning och landhöjning under kvartärtiden (Glaciation and Changes of Level in Quaternary Age). — Atlas över Sverige, 19 –20, 5 pp., folio, 8 maps, 2 text-figs. English summary p. 5. Sthlm 1955. — A series of eight maps, based on a critical compilation from recent sources:

1. Greatest extent of ice sheet on the northern hemisphere.
2. Ice sheets and vegetational belts of Europe during the last glaciation.
3—7. Disappearing of the ice sheet and land elevation stages of Fennoscandia at 12 000 B.C., 8 000 B.C. (Baltic Ice Lake), 7 700 B.C. (Yoldia Sea), 6 500 B.C. (Ancylus Lake), 4 500 B.C. (Litorina Sea).
8. Present land rise in Fennoscandia, based on observations at gauges and through precision nivellements in Denmark, Sweden, and Finland.

Short explanations and commentaries are given in the text. A striking feature of the maps is the very close agreement between the present land rise and the isobases of the strand lines of the different Late Glacial and Post Glacial stages. E. Fromm

Fromm, Erik: De norrbottniska sulfidlerornas svartfärgning och Östersjöns utvecklingshistoria (The black colour of the clays of Northern Sweden and the late Quaternary development of the Baltic). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 58—60, 1 text-fig. English abstract p. 58. — In the coast district of Norrbotten, Northern Sweden, at the Bothnian Bay, the clays generally have a high sulphide content (> 1 % S) and black colour. Different colour zones can be distinguished in the black clays. Through pollen and diatom analysis these zones have been correlated with the Late-Quaternary develop-

ment of the Baltic thus: 1) Even black or greyish black clay. Later part of the Litorina period. 2) Thin black layers in a stratified clay. Litorina maximum. 3) Black clay. Beginning of the Litorina period. 4) Black stripes or layers in a homogeneous clay. Ancylus period and the very end of the Yoldia-period.
Author's abstract

Moberg, Carl-Axel: Studier i bottnisk stenålder (Studien über bottnische Steinzeit). — Sthlm, K. Vitt.- Hist.- o. Antikv. Akad. Handl. Antikv. Ser. 3, 137 S. 55 Textfig. 1 Tafel. Deutsche Zusammenfassung S. 131 -134. Lund 1955. — Dem grossen Material von steinzeitlichen Funden aus östlichem Norrbotten im nördlichen Schweden, das von Sigurd Dahlbäck in den Jahren 1914—32 in das Historische Museum in Stockholm eingeliefert wurde, ist vom Verf. eine eingehende Bearbeitung gewidmet worden und das Resultat in fünf Aufsätzen mit obenstehendem Gesamttitel veröffentlicht. Er beschreibt die verschiedenen Formen und vergleicht sie mit den Funden aus anderen Gebieten, diskutiert die Zeitstellung und die Anwendung dieser Werkzeuge. Eine frühere Mutmassung, dass diese für Erdarbeiten hergestellt wurden, wird durch eine technische Untersuchung bei der Staatlichen Prüfungsanstalt bestimmt widersprochen. Von geologischem Interesse ist die zusammen mit Staatsgeologen E. Fromm dargestellte Karte über die Fundplätze für gewisse nordbottnische Werkzeuge u. zw. »Rovaniemi-Hacken» oder »nordbottnische Hacken» und »ostbottnische Äxte» in Relation zu der ungefähren Küstenlinie c:a 5 000 vor Zw. Die Hauptmenge der Fundplätze liegt in der Nähe dieser Linie ohne jedoch an den damaligen Strand gebunden zu sein. Nur wenige befinden sich auf niedrigerem Niveau und die jetzige Küstenzone liegt fundlos. Der Verfasser meint, dass archäologische und geologische Indizien meistens Datierungen in die mittel- und spät-neolitische sowie in die ältere Bronzezeit ergeben.
K. E. Sahlström

Munthe, Henr.: Professor Sauramo's view on the Ancylus Lake. — Sthlm. G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 427—432, 1 text-fig. — Sauramo puts the duration of the Ancylus stages at about 300 years. Because of *i. a.* the big caves in the cliffs of Gotland, the fossil content of the shore-walls of the same isle and the thickness of the Swedish Ancylus clays Munthe wants to put the duration of only the maximum stage of the Ancylus Lake at a couple of hundred years. The total duration of the Ancylus stages is by him already in 1940 put at about 1 700 years. The fossil content of the shore-walls of Gotland also contradicts Sauramo's opinion of a sudden drainage of the Ancylu Lake. According to Munthe's opinion Sauramo in his estimate of the duration of the Ancylus and Echineis times has formed his conclusion in too high degre on the diatom flora. The development during the Echineis time, as given by Sauramo, might make necessary a prolongation of the Ancylus time at the expense of the Echineis. The same is indicated by *e. g.* the thickness of the Ancylus (2 metres) and Echineis (0.3 metres) clays at Kungsholmen nea Kalmar.
Jan Lundqvist

von Post, Lennart: The ancient sea fiord of the Viskan valley. — Sthlm G. F. F., Bd 77, 1955, pp. 595—632, 18 text-figs. — When professor vo Post passed away, he left a considerable quantity of material from his fiel investigations in the Viskan valley on the west coast of Sweden, materia which had been collected to illustrate the problem of changes in levels. Onl some sections of this material were fully worked out. Parts of von Post' manuscript are now going to be edited by C.-G. Wenner. The first part contains introduction and acknowledgements, and the general features of the Viskan district. The following topics are dealt with: shape and origin of the valley system. The ancient Viskan fiord. Ice recession and glacial drift. The marine limit. Fiord sediments. Sea molluscs in the fiord deposits. Lake Veselången. R. Sandegren

Sauramo, Matti: On the nature of the Quaternary crustal upwarping in Fennoscandia. — Acta Geogr. Vol. 14. N:o 20, pp. 334—348, 11 text-figs. Helsingfors 1955.

Sauramo, Matti: Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia. — Ann. Acad. Scient. Fenn. Ser. A. III. 44. 25 pp., 11 text-figs. Helsingfors 1955. — The paper gives Sauramo's view upon the crustal upwarping in Fennoscandia in a concentrated form: The late-glacial upwarping differs from the postglacial one. During thousands of years it was mainly a vertical uplift, which was possible because the movement took place along border-lines, so-called hinge-lines. One central block was surrounded by three concentric zones, separated by the hinge-lines. These may be followed throughout the whole of Finland and also westwards across Sweden to southern Norway. Inside the inner hinge-line the upwarping was elastic only. The building of the hinges took part some time during the early and middle Boreal period. In the beginnings of the 10th and 7th millenium B.C. the uplift was interrupted by a short-time tilting process, caused by crustal sinking in the peripheral region. An attempt has also been made to connect the tilted Scandinavian shore-lines with South American and Mediterranean shore-lines, affected only by eustatic fluctuations of the sea-level. Jan Lundqvist

Biogéologie

Andersson, Enar: Pollenspridning och avståndsisolering av skogsfröplantager (Pollen dispersion and distance isolation of forest-seed plantations). — Sthlm, Medd. fr. Statens skogsforskn:inst. Uppsatser nr 35. 1955. 100 pp. 9 text-figs. English summary pp. 84—98. — The paper deals *i. a.* with the problem concerning transport of pollen by the wind over considerable distances. R. Sandegren

Backman, A. L.: Norrlands postglaciala flora (The postglacial flora of Norrland). — Sthlm, Svensk Botan. Tidskr. Bd 49, pp. 88—96, Uppsala 1955. — Author has investigated the subfossil Quaternary flora from 164 localities in Northern Sweden. He gives an account of the finds of *Carex pseudocyperus*, *Ceratophyllum demersum*, *Lycopus europaeus*, *Najas flexilis*, *N. marina*, *Ruppia maritima*, *Zannichellia major*, *Z. pedunculata*, and *Z. repens* which species during the Post-glacial warm period had a greater distribution towards the north than nowadays. R. Sandegren

Bergquist, Harry: »Tanumsvalen» — en grönlandsval. — Uppsala, Fauna o. Flora 1955 S. 139—144, 5 Textfig., Deutsche Zusammenfassung S. 144. — Reichliche Knochenreste von einem subfossilem Grönlandswal, *Balaena mysticetus* L. (juv.) sind in Tanumshede, Gemeinde Tanum, Schweden, im Jahre 1951 gefunden worden ung. 20 M. ü. M. Zusammenfassung des Verf.

Erdtman, G.: Literature on palynology. XVIII. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 71—113.

Erdtman, Gunnar: Palynologiska laboratoriet i Bromma och några punkter på dess program (The palynological laboratory, Bromma, Stockholm, and some items on its program). — Statens Naturv. Forskn.-råds Årsb., Årg. 8, 1953—1954, pp. 139—149, 2 text-figs. English summary pp. 148—149. Sthlm 1955. — The laboratory, sponsored by the Swedish Natural Research Council, was established in 1948. Its nucleus consists of a sporotheke containing approximately 20 000 pollen and spore slides. The research work concentrates on basic palynology, primarily the theme pollen (and spore) morphology and plant taxonomy. Some data from Denmark, Russia, and USA — Mexico are mentioned and briefly commented. In conclusion a list of a number of palynological research centres is given. From the author's summary

***Erdtman, Gunnar:** Ölands alvar från istid till nutid (The »alvar» of Öland from the ice-age to our days). — Natur på Öland, pp. 286—292, 4 text-figs. Uppsala 1955.

Kolbe, R. W.: Diatoms from Equatorial Pacific cores. — Göteborgs K. Vet.- o. Vitt.-Samh. Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947—1948, Vol. VI, Fasc. I, 49 pp., 9 text-figs., 5 plates. Göteborg 1954.

Kouprianova, L. A.: Recherches palynologiques en URSS. — Lund, Botan. Notiser, Vol. 108, 1955, pp. 140—141.

Lundqvist, G.: Myrar (Peat Land). — Atlas över Sverige, 41—42, 6 pp. folio, 2 maps, 7 text-figs. English summary p. 6. Sthlm 1955. — The peat land of Sweden forms a great percent of the land area, estimated to 20 %. But the distribution is very various in the different parts of the country, quite well illustrated by the map. To this one a list of the names of 390 mires is given. The mires are of very different types but in the map they are not divided in any manner. But in a little text-map in about 1 : 7 500 000 the area of the great types are marked. They are: ombrogenous mires, lake mires, mires of fen-type, mires of bog-type, mixed mires, district with pals mires. In the alpine belt there are no mires marked because the primary map, the topographical map, does not give an account of them. In the text is given a short description of the map, the peat types, the types of mires and the pollen-analysis. G. Lundqvist

***Lundqvist, G.:** Ölands myrar (The peat land of Öland). — Natur på Öland, pp. 98—103, 4 text-figs. Uppsala 1955.

Malmer, Nils and **Sjörs, Hugo:** Some determinations of elementary constituents in mire plants and peat. — Lund, Botan. Notiser, Vol. 108. Fasc. 1, 1955, pp. 46—80. — The peat analyses indicate that a bog differs from a fen in H — K — Ca — Mg proportions as well as in lower peat pH and lower content of several mineral substances. Most of these are highly concentrated in the adsorbed form on the peat, in comparison with the mire water. A considerable part of the total K in a mire is accumulated in the living plants. Attention is drawn to the significance of micro-biological metabolism, and to the importance of analysing plants as well as peat and water.
From the summary of the authors

Segerstråle, Sven: Gammarus pulex och Gammarus lacustris i Norden (Gammarus pulex and Gammarus lacustris in Northern Europe). — Sthlm, Svensk Faunistisk Revy 1955, pp. 57—63, 4 text-figs.

Segerstråle, Sven G.: The freshwater amphipods, Gammarus pulex (L.) and Gammarus lacustris G. O. Sars, in Denmark and Fennoscandia — a contribution to the Late- and Post-Glacial immigration history of the aquatic fauna of Northern Europe. — Soc. Sci. Fenn. Commentationes Biologicae. XV. 1. 91 pp. 42 text-figs. Helsingfors 1954. — The two *Gammarus* species treated exhibit a very different distribution and history. *Gammarus lacustris* has belonged to the fauna of Scandinavia since the last Interglacial epoch; it survived the last glaciation in coastal refuges of Fennoscandia and since the vaning of the ice-sheet has spread from these areas far into the interior. In addition, Post-Glacial immigration from the Continent via Denmark and probably, the area east of the Gulf of Finland, has taken place, but this stock has not yet reached the area populated from the refuges. Dispersal is mainly brought about through the intermediation of water fowl. As a consequence of this history, G. lacustris is especially widespread in Norway and Denmark, and less common in Sweden. In Finland, not as yet reached by the invasion from the Continent, it is confined to the northern half of the country, which was invaded from refuges.

Gammarus pulex did not survive the Glacial Age in northern Europe. It immigrated into this area from the Continent, following the retreating margin of the ice-sheet; it lived in the ice-dammed lakes in northern Germany and was effectively dispersed by them and the subsequent freshwater stages of the Baltic, invading many areas not reached by *G. lacustris* (examples: the lowland of Central Sweden, southern Finland). On the other hand, *G. pulex*, which is not spread by birds, has been unable to reach areas noticeably above the shore-lines of the Baltic Ice-Lake and subsequent freshwater stages. For this reason, only the southeastern corner of Norway was invadable from a topographical point of view; but the path even there was probably intraficable (too saline), judging from the total absence of records of the species from Norway. From the author's conclusions

Segerstråle, Sven: Ett negativt drag i Finlands biogeografiska fysionomi (A negative feature in the biogeography of Finland). — Finlands Natur 1954, pp. 17—23, 5 text-figs. — A Swedish summary of the preceding paper.

van Zinderen Bakker, E. M.: Palynology in South Africa. — Lund, Botan. Notiser, Vol. 108. Fasc. 1, 1955, pp. 138—140.

Étude des sols et Géologie agricole

Almlöv, Erik: Reglering av vattenförhållandena i och på styva lerjordar (The water regulation in heavy clay soils). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 139—154, 12 text-figs.

Andersson, Sigvard: Markfysikaliska undersökningar i odlad jord VIII (Physical investigations in cultivated soils VIII). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, spec. nr 2, 98 pp., 32 text-figs.

Andersson, Sigvard: Markfysikaliska undersökningar i odlad jord IX. Studier av några gyttjejordsprofiler i Örebro län (Physical investigations in cultivated soils IX. Studies of some gyttja soil profiles from the province of Örebro). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 102—138, 13 text-figs., 10 plates.

Arrhenius, Olof: Åkermarkens urgamla hävd (Die uralte Anbau des Ackerbodens). — Sthlm, Fornvännen 1955, S. 80—87, 2 Textfig. Deutsche Zusammenfassung. Uppsala 1955. — Die Kenntnis der uralten Güte des Bodens ist wieder aktuell geworden. Nach den Plätzen der uralten Siedlungen sind Unmengen von Pflanzennährstoffen während Jahrtausenden gesammelt worden. U. a. m. auch die sog. Mikroelemente. Mit den rasch wachsenden Ernten werden sehr grosse Ansprüche an die Ackerböden gestellt. Um diese Verhältnisse zu untersuchen ist Östergötland als Beispiel gewählt. Die Lage und Anhäufung der Grossdörfer ist ein Anzeichen für Böden mit uralter Güte.
Zusammenfassung des Verfassers

Flodkvist, Herman: Om Hjälmarens sänkning och dess följder. Torvjords och gyttjeblandad lerjords sättning (The sinking of Lake Hjälmaren and its consequences). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 251—257, 2 text-figs. — The sinking of the lake, which was carried out in 1888 and was then the greatest lake regulation in Europe, gave good yields on the newly-gained areas during the first three decades. From about 1920, however, inundations gradually occurred on account of the settling of these organogene soils, and the crops were seriously damaged. By means of ditching, one now tries to prevent such damages. Author's summary

Fredriksson, Lars: Kalk-, fosfat- och kalihaltens variation med djupet i några åkerjordsprofiler från Skaraborgs län (The variations of calcium, potassium, and phosphorus with the depth in some soil profiles from the province of Skaraborg). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 1—14, 4 text-figs.

Linder, Folke: Rullstensåsarna som vindskydd för jordbruket (The Glaciofluvial eskers as wind-shelters for arable land). — Sthlm, Sv. Naturskyddsfören:s Årsb. Årg. 46, 1955, pp. 175—177. Uddevalla 1955.

Norrgård, A.: Komplexet jord — vatten — luft — värme (The complex problem soil — water — air — heat). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 155—169, 11 text-figs.

***Norrgård, A.:** Marklära och hydroteknik i Västergötland (Soil science and hydrotechnics in Västergötland). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 271—282, 8 text-figs. — An account of the excursion in Västergötland, made by the Swedish Society of Soil Science and the Society of Agricultural Hydrotechnics in 1955.

Odén, Svante o. **Johansson, A.:** Om »metoden med lysimeterränna» för kvantitativa mätningar av sjunkvattenströmmen i mark (On the lysimeter method of determining the infiltration and percolation of water into the soil). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 49—55, 4 text-figs. English summary p. 55. — This paper is a critical discussion of the Ebermayer lysimeter technique. It has been shown that there is no definite relationship between the amount of infiltration water and the amount received from the lysimeter funnels. Consequently, results based on the Ebermayer lysimeters

concerning soil-water relationships are unreliable. Pertaining problems on soil-water movements discussed in this paper, will be investigated experimentally and published later. Summary of the authors

Odén, Svante: »Vattnet i skogsmarken» — en kritisk analys (The water in forest soils — a critical analysis). — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 56—61. English summary p. 67. — Some comments upon T. Troedssons investigation of the water movements in the different horizons in forest soils as they appear in Troedsson's paper »Vattnet i skogsmarken».
Author's summary

Troedsson, Tryggve: Vattnet i skogsmarken (Das Wasser des Waldbodens). — Sthlm, Kungl. Skogshögskolans skrifter Nr 20. 215 S., 35 Textfig. Deutsche Zusammenfassung S. 202—215. Norrtälje 1955. Diss. — Die Arbeit beabsichtigt den Wasserfaktor im Waldboden Schwedens in recht weitgestreckter Bedeutung näher zu studieren. Die Wasserbewegungen des Waldbodens sind äusserst kompliziert und nicht zum Wenigsten von der variierenden Korngrösse und Zusammensetzung der Moränenböden abhängig. In Schweden gibt es nur zerstreute Kenntnisse von der chemischen Zusammensetzung des Grundwassers im Waldboden. Noch weniger sind die Eigenschaften des Oberflächenwassers sowie des Sickerwassers bekannt. Die Fragestellung betreffs des Wasserfaktors im Waldboden kann man daher anfangs recht einfach formulieren: Wie gross ist der Teil des Niederschlages, der jährlich bis zum Grundwasser hinunterdringt, und wie gross sind die dabei ausgelaugten Mengen der gewöhnlichsten Pflanzennährstoffe? Die Problemstellung muss teils von der chemischen und teils von der physikalischen Seite betrachtet werden. Darum ist das Grundwasser, das Sickerwasser und das Oberflächenwasser von sowohl chemischer als physikalischer Seite studiert worden. Dagegen hat das gebundene Wasser nicht allzu eingehenden Detailuntersuchungen unterzogen werden können. Die Feldarbeiten haben Wasserprobenentnahmen während des ganzen Jahres sowie Lysimeterversuche, Düngungsversuche, Infiltrationsuntersuchungen etc. umfasst. Die Untersuchungsgebiete verteilten sich hauptsächlich auf Süd- und Mittelschweden mit nur einzelne Versuche auf Nordschweden.
Aus der Zusammenfassung des Verfassers

Wiklander, Lambert: Katjonbyte i ler och jord (Cation exchange in clay and soil). — IVA, Årg. 26, 1955, pp. 198—207, 5 text-figs. English abstract p. III. — A brief description of the mineral structure of clay in its bearing on the ion exchange properties; the relation between the pH and the ionization (density of charge) of minerals: the valence and the dilution effects on the relative adsorption of mono- and divalent ions by exchangers with various exchange capacities; and finally factors influencing the determination and the magnitude of the cation exchange capacity. Author's abstract

Donnés biographiques

Fegraeus, Torbern Jarl Severin: Biographie.

Zenzén, Nils: Torbern Jarl Severin Fegraeus. — Sv. Biogr. Lexikon, XV, pp. 449—452, 1 portrait. Sthlm 1955.

Ferber, Johan[n] Jacob: Biographie.
Zenzén, Nils: Johan[n] Jacob Ferber. — Sv. Biogr. Lexikon, XV, pp. 589—595, 1 portrait. Sthlm 1955.

Flodkvist, Herman:
Linnér, Sigfrid: Herman Flodkvist 80 år. — Uppsala, Grundförbättring, Årg. 8, 1955, pp. 71—72, 1 portrait.

Hedin, Sven: Nécrologie.
Bohlin, Birger: Sven Hedin in memoriam. — K. Vetenskaps-societeten i Upsala Årsb. 1955, pp. 19—23, 1 portrait. Uppsala 1956.
See also these transactions Vol. 75, 1953, p. 462, and Vol. 76, 1954, p. 642.

Kjellman, Walter: Nécrologie.
Wenner, C.-G. Walter Kjellman †, — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 443—444.

Nauckhoff, Sigurd: Nécrologies.
Althin, Torsten: Fil. Dr Sigurd Nauckhoff †. — Sthlm, Daedalus 1955, pp. 7—8, 1 portrait.
Wenner, C.-G.; Fil. Dr Sigurd Nauckhoff †. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, p. 131.
Wittberg, Ivar: Fil. Dr Sigurd Nauckhoff †. — Filipstad, Värmländska Bergsmannafören:s Annaler 1955, pp. 11—12.

Palache, Charles: Nécrologie.
Wenner, C.-G.: Professor emeritus Charles Palache †. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, p. 223.

Troedsson, Gustaf T.: Nécrologies.
Hede, J. Ernhold: Gustaf Troedsson * 9/5 1891, † 12/12 1954. — Kungl. Fysiogr. Sällsk. Förhandl. Bd 25, 8 pp., 1 portrait. Lund 1955.
Troelsen, C. J.: Gustaf T. Troedsson 9/5 1891—12/12 1954. — Medd. fr. Dansk Geol. Foren. Bd 13, H. 1, 1955, pp. 53—55, 1 portrait.
Wenner, C.-G.: Professor Gustaf T. Troedsson †. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 131—132.

Miscellanées

Bergsten, Karl Erik: Svensk geografisk bibliografi för år 1954 (Swedish geographical bibliography in 1954). — Lund, Svensk Geogr. Årsb. Årg. 31, 1955, pp. 277—303. Also as: Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. N:r 345.

***Bjurulf, Hjalmar:** Till Sveriges längsta grotta (The biggest cave in Sweden). — Sthlm, Sveriges Natur, Årg. 46, pp. 117—121, 2 text-figs. Uddevalla 1955.

Borg, Ebbe: Grustäkterna och naturskyddet (The gravel-pits and the preservation of natural scenery). — Sthlm, Sv. Naturskyddsfören:s Årsb. Årg. 46, 1955, pp. 162—169, 6 text-figs. Uddevalla 1955.

Faegri, Knut: A practical suggestion for diatom preparations. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, p. 119.

Halden, Bertil E.: Korpåsen i Hassela (Mount Korpåsen in the parish of Hassela). — Hälsingerunor 1955, pp. 104—123, 4 text-figs. Västerås 1955.
Halden, Bertil E.: Slåttdalsskrevets hemlighet (The secret of Slåttdalsskrevet). — Sveriges Natur, Årg. 46, pp. 155—157. Uddevalla 1955. — These two papers deal with the influence of limy rocks on the vegetation.

R. Sandegren

Harén, Bengt: Natur och gruvor (Nature and mines). — Sthlm, Sveriges Natur, Årg. 46, pp. 16—19, 2 text-figs. Uddevalla 1955.

Hinricsson, H.: Om halten av bakterier och vattnets karaktär i den nyupptäckta delen av Lummelundagrottan, Gotland (On the contents of bacteria and the character of the water in the new-discovered part of the Lummelunda cave, Gotland). — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 633—634.

Kullenberg, Börje: Deep-sea coring. — Göteborgs K. Vet.- o. Vitt.Samh. Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947—1948, Vol. IV, Fasc. I, pp. 35—96, 57 text-figs. Göteborg 1955.

Kullenberg, B.: A new core-sampler. — Göteborgs K. Vet.- o. Vitt.-Samh. Handl. 6 F. Ser. B. Bd 6. N:o 15. Also as Medd. fr. Oceanogr. Inst. i Göteborg 26. 17 pp., 9 text-figs. Göteborg 1955. — The new core-sampler described in this paper is believed to be able to collect considerably longer cores than the conventional piston corer.

R. Sandegren

Magnusson, Nils H.: Sveriges Geologiska Undersökning. Årsberättelse för år 1954. (Annual report of the Geological Survey of Sweden for 1954). — S. G. U. Årsb. 48, 1954, 8 pp. Sthlm 1955.

Magnusson, N. H.: Sveriges Geologiska Undersökning [Den svenska officiella kartverksamheten år 1954]. (Die geologische Landesanstalt Schwedens [Die schwedische offizielle Kartentätigkeit während des Jahres 1954]). — Sthlm, Globen, Årg. XXXIV, 1955, S. 8—9.

von Matern, N.: Grus och naturskydd (Gravel and preservation of natural scenery). — Sthlm, Sv. Naturskyddsfören:s Årsb. Årg. 46, 1955, pp. 170—171. Uddevalla 1955.

***Mossberg, Curt:** Till Slåttdalsskrevan — det spruckna berget i Viggebyrå (Slåttdalsskrevan — the splitted mountain in Viggebyrå). — Sthlm, Sveriges Natur, Årg. 46, Nr 3, pp. 88—90, 1 text-fig. Uddevalla 1955.

Nelson, Helge, Stolpe, Per, Wiman, Erik: Geografi för gymnasiet. 2 (A text-book of Geography). — 346 pp. 180 text-figs, 1 map. Stockholm 1955.

Regnéll, Gerhard: Die Erscheinungsjahre der Arbeiten L. von Buchs über Cystoideen. — Stuttgart, Paläont. Zeitschr. 29, 1955, S. 119—125. — Es wird endgültig bestätigt, dass der Begriff der Cystoideen im Jahre 1844 durch L. von Buch autorisiert wurde. Das Hauptwerk Buch's auf diesem Gebiete erschien erst 1846. Die Chronologie seiner übrigen Beiträge zur Kenntnis der Cystoideen wird dargelegt. Ein Anhang bespricht die Schreibweisen Cystidea und Cystoidea.

Zusammenfassung des Verfassers

Sandegren, R.: Revue annuelle de la littérature géologique suédoise 1954. — Sthlm, G. F. F. Bd 77, 1955, pp. 449—477.

Weibull, Waloddi: Sound explorations. — Göteborgs K. Vet.- o. Vitt.-Samh. Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947—1948. Vol. IV. Fasc. I, pp. 1—34, 10 text-figs, 8 plates. Göteborg 1955.

Wittberg, Ivar: Bergsskolan i Filipstad 1830—1955 (The mine school in Filipstad 1830—1955). — Sthlm, Jernkont. Ann. Årg. 139, pp. 441—450, 2 text-figs. Uppsala 1955. — The mine-inspector in Filipstad Frans von Scheele (1795—1863) founded in 1830 this metallurgical school that has departments for metallurgy and mining technics. Since 1946 there also exists a department of metallurgical chemistry. E. Åhman.

Kristallisation des Basalts von Hardeberga, Schonen

Von

Helmut, G. F. Winkler und Gerda Weitz,[1] Marburg/Lahn.[2]

Einleitung

Wenn von einem saiger stehenden Gang die Änderung der mittleren Korngrösse der Minerale in Abhängigkeit von der Entfernung vom Salband ermittelt worden ist, dann besteht nach Winkler (1949) die Möglichkeit, Rückschlüsse auf den Ablauf der Kristallisation des intrudierten Magmas zu machen. Die Methode ist bisher auf einen recht kieselsäurereichen tholeiitischen Basalt, der einen grossen Anteil glasiger Zwischenmasse enthielt, ausführlich angewendet worden (1949d). In der vorliegenden Arbeit soll nun an einem »normaleren» Feldspatbasalt Schonens versucht werden, die gleiche Methode anzuwenden. Es wird gezeigt, dass es nach Berücksichtigung gewisser petrographischer Beobachtungen auch hier gelingt, den Kristallisationsverlauf des basaltischen Magmas zu rekonstruieren.

I. Petrographie des »Diabases» von Hardeberga, Schonen

1) Vorkommen und Bezeichnung.

Die cambrischen Sandsteine, die den Horst von Romeleåsen (SW-Schweden, Schonen) im NW begrenzen, werden von westnordwest—ostsüdost streichenden Basaltgängen durchsetzt, welche nach Hjelmquist (1939) unterpermisch sind. Zu diesen Gängen gehört auch der Hardeberga-Gang in der Nähe von Lund, der hier untersucht wurde. Der Gang steht saiger und ist an der Stelle der Probenentnahme 21.8 m mächtig.

In der schwedischen Literatur werden die gabbroiden Gänge Schonens als Diabase bezeichnet. Leider hat sich die Verwendung des Namens Diabas im Laufe der Zeit geändert und ist auch heute noch nicht einheitlich. Nach Tröger (1935) ist es wünschenswert, die Bezeichnung auf Basalte in Grünsteinfacies zu beschränken, wie es in England und Deutschland der Brauch ist. Da in dem etwas körnigen Gestein von

---

[1] Dissertation Marburg/Lahn (D4), 1956.

[2] Mineralog. Inst. d. Univ. Deutschhausstr. 10.

Hardeberga der Erhaltungszustand der primären basaltischen Minerale noch gut ist, jedenfalls keine Grünsteinfacies vorliegt, sollte man — dem Vorschlag Tröger's folgend — das Gestein nicht Diabas sondern Basalt nennen.

2) Mineralbestand und chemische Zusammensetzung.

Der Hardeberga-Gang hat nur wenige Einsprenglinge und im wesentlichen intergranulare Struktur[1] und führt als Hauptgemengteile: Plagioklase und Augit und als Nebengemengteile Magnetit, Quarz und Apatit; als sekundäre Bildungen treten Chlorit, Sericit und vereinzelt Calcit auf. Zum Teil sind die Plagioklase stark zersetzt und die Augite chloritisiert. Die modale Zusammensetzung des Gesteins (mit einem »Pointcounter» für die Probe aus 5.6 m Entfernung vom N-Salband ermittelt) ist folgende:

Tabelle 1

Modale Zusammensetzung des Basalts von Hardeberga

	Vol-%	Dichte	Gew-%
Plagioklas-Einsprenglinge	1.0	2.71	0.91
Gangfeldspäte (Plagioklase)[3]	46.1	2.69[2]	41.53
Augit	27.4	3.3	30.27
Chlorit	9.2	2.8	8.64
Magnetit	5.1	5.2	8.87
Quarz	2.3	2.65	2.04
Zwischenmasse[4]	8.9	2.6	7.74
	100.0		100.00

Die chemische Analyse des integrierten Basaltes lieferte folgende Werte: (Tabelle 2)

Tabelle 2

Chemische Analyse des Basalts von Hardeberga. (G. Weitz)

SiO_2	48.45
TiO_2	2.56
Al_2O_3	15.05
Fe_2O_3	5.70
FeO	7.50
MnO	0.44
MgO	6.35
CaO	8.07
Na_2O	2.30
K_2O	1.10
P_2O_5	0.20
H_2O+	1.40
H_2O-	1.09
	100.21

---

[1] Siehe Näheres über die Struktur S. 624.

[2] Die Dichte der Plagioklase ist als Mitterlwert aus den Angaben der Tabelle 5, Seite 632 berechnet worden.

[3] Von den Plagioklasen sind etwa 15 % serizitisiert.

[4] In ihr verbergen sich etwa 2 % Quarz, was röntgenographisch festgestellt wurde.

Im folgenden sollen die Minerale des Gesteins näher beschrieben werden:

Plagioklase. Es lassen sich unter den Plagioklasen zwei Generationen unterscheiden: einmal die intratellurisch gebildeten Einsprenglinge, welche nur etwa 1 % ausmachen, zum anderen die Feldspäte, die während der Abkühlung des Magmas am Intrusionsort auskristallisierten und zum Unterschied von den Einsprenglingen als »Gangfeldspäte» bezeichnet werden sollen.

Die Einsprenglinge zeigen im Gegensatz zu den Gangfeldspäten meist Zonarbau. Es wurde der An-Gehalt der Einsprenglinge am Salband und in Salbandnähe, wie auch in 4.0 und 5.0 m Entfernung vom Nord-Salband mit dem U-Tisch bestimmt und zwar sowohl nach der Zonenmethode von Rittmann (1936), als auch mit den Migrationskurven von Reinhard (1931). Es zeigte sich, dass der Kern der Einsprenglinge einen An-Gehalt von 70—80 An hat, während der meistens nur sehr schmale äussere Rand nur 60—68 % An hat. Die Einsprenglinge haben eine durchschnittliche Länge von 0.70 mm und eine Breite von 0.35 mm. Sie zeigen keine Grössenänderung in Abhängigkeit vom Salbandabstand und sind infolgedessen nicht am Intrusionsort kristallisiert sondern schwammen im Magma.

Man findet unter den Einsprenglingen, aber nur am Salband und in Salbandnähe, gefüllte Feldspäte; d. h. der Kern des Feldspates ist zersetzt, der äussere Rand hingegen ist klar. Das Füllungsmaterial besteht aus feinschuppigem Serizit und besenförmigen Zoisit. Es liegt hier also die charakteristische Mineralkombination der Muskovit-Zoisit-Paragenese vor, wie Erdmannsdörffer (1945) sie nennt.

Für ihre genetische Erklärung, die noch nicht eindeutig ist, sind zwei Hinweise wichtig:

a) Es sind nur die Kerne der am Salband und in Salbandnähe gelegenen Plagioklaseinsprenglinge zersetzt; also diejenigen Individuen, die nach der Intrusion einem starken Wärmegefälle und einem erheblichen Gas- und Lösungsdurchgang ausgesetzt gewesen sind.

b) Die Plagioklaskerne standen nach der Intrusion nicht mehr mit der Schmelze im Gleichgewicht, sie waren bereits instabil; denn sie sind deutlich An-reicher als diejenigen Plagioklase, die am Intrusionsort zuerst aus dem Magma kristallisiert sind. (Ihre Zusammensetzung ist An 66, während die Einsprenglinge An 80—70 haben).

Der klare Rand der Einsprenglings-Plagioklase hat sich erst nach der Intrusion des Magmas an die intratellurisch vorhandenen Kristalle ankristallisiert. Dafür sprechen zwei Beobachtungen:

a) Zwillingslamellen nach dem Periklin-Gesetz findet man nur im Kern des Feldspates, der klare Rand dagegen ist unverzwillingt.

b) Die nach der Intrusion zuerst bzw. sehr frühzeitig kristallisierten Gang-Plagioklase haben die gleiche Zusammensetzung wie die Aussenzone der Einsprenglings-Feldspäte.

Über die Zusammensetzungen der Gang-Plagioklase, welche nicht — wie zunächst vermutet wurde — in der reinen Hochtemperaturmodifikation vorliegen, sondern in einem Zustand, der sich zwischen Tief- und Hochtemperaturmodifikation befindet, wird später (S. 633) näher berichtet.

Die Verzwilligung der Einsprenglings- und Gang-Feldspäte ist wie üblich vorherrschend nach dem Albit-Gesetz. Die Kombination von einem Albitzwilling mit einem Karlsbaderzwilling zu einem komplexen Zwillingsstock wurde ebenfalls beobachtet. Komplexstellung von zwei Zwillingsindividuen, die direkt aneinanderstossen, wurde vereinzelt gefunden. Die Verzwilligung nach dem Periklingesetz ist selten und beschränkt sich nur auf den Kern der Einsprenglinge.

In diesem Zusammenhang sei daran erinnert, dass E. Baier (1930) Periklin- (und Albit-)Zwillinge ganz bevorzugt als Druckzwillinge ansieht; er lässt jedoch die Frage offen, ob Zwillinge nach dem Periklingesetz auch als Wachstumszwillinge vorkommen können. Aus unserer Beobachtung, dass die Kerne der Einsprenglinge, die vor der Intrusion, also unter einem wesentlich grösseren hydrostatischen Druck im Gleichgewicht mit der Schmelze standen und in ihr schwammen, oft nach dem Periklingesetz verzwillingt sind, möchten wir schliessen, dass Periklinzwillinge auch als Wachstumszwillinge vorkommen können. Möglicherweise ist ein sehr grosser hydrostatischer Druck für die Bildung günstig; denn die unter geringerem hydrostatischen Druck nach der Intrusion des Magmas kristallisierten Plagioklase zeigen weder als Rand der Einsprenglinge noch als Gangfeldspäte Periklinzwillinge.

Augit. Die Augite des Hardeberga-Ganges bilden nur eine Generation. Sie zeigen in Salbandnähe allotriomorphe Form, doch werden sie zur Gangmitte hin fast idiomorph. An einigen Stellen des Ganges ist der Augit chloritisiert. Trotz dieser Chloritisierung ist häufig die idiomorphe Form des Augites noch gut beobachtbar. Der unzersetzte Augit besitzt folgende optische Eigenschaften:
$2\,V = 48°$, $n/c = 34°$, optisch positiv, Achsenebene $\perp$ (010), $n_\alpha = 1.695$, $n_\beta = 1.699$, $n_\gamma = 1.721$, $n_\gamma - n_\alpha = 0.026$. Nach diesen Daten und der chemischen Analyse (Tab. 3) lässt er sich wohl als pigeonitischer Augit näher bezeichnen.

Die Zusammensetzung des sorgfältig isolierten Augits lieferte eine chemische Analyse (Tabelle 3).

Tabelle 3

Analyse des Augits (G. Weitz).

SiO_2	48.83
TiO_2	2.91
Al_2O_3	4.12
Fe_2O_3	5,25
FeO	9.38
MnO	0.57
MgO	14.18
CaO	14.38
	99.62

Hieraus berechnet sich folgende Konstitutionsformel:

$$Ca_{0,57}Mg_{0,80}(Fe^{2+}, Mn^{2+})_{0.31}(Fe^{3+}_{0,15}Ti_{0,08}Al_{0,01})[Si_{1,83}Al_{0,17}0_6].$$

Magnetit. Als einziges Erz kommt im Hardeberga-Gang Magnetit vor. Im Anschliff konnten keine Entmischungslamellen von Ilmenit festgestellt werden. obwohl die chemische Analyse des Gesteins (Tabelle 2) einen verhältnismässig hohen Titangehalt anzeigt. Die braunrote Farbe im Auflicht des Anschliffes deutet auf einen hohen Titangehalt im unentmischten Magnetitkristall hin (Schneiderhöhn, 1943).

Die Zwischenmasse. Die Letztausscheidung des Magmas ist die Zwischenmasse. In ihr erkennt man Quarz, der entweder in xenomorphen Körnern ausgebildet ist oder den Raum zwischen den sperrigen Plagioklasen ausfüllt. Mit dem »Point-Counter» wurde der Anteil des Quarzes im Gestein zu etwa 2 % bestimmt. Röntgenographisch wurde mit Hilfe eines Zählrohr-Goniometers der Quarzgehalt des ganzen Gesteins zu etwa 4 % ermittelt.[1] Dieser Unterschied von etwa 2 % Quarz in beiden Messungen dürfte mit Sicherheit darauf zurückzuführen sein, dass sich auch fein verteilter Quarz in der Zwischenmasse verbirgt, der mikroskopisch nicht beobachtet werden kann.

Wie üblich hat sich auch Apatit (etwa 0.5 %) als dünne Nadeln in der Zwischenmasse ausgeschieden. In der Letztausscheidung vermuteter Orthoklas konnte durch die Anfärbemethode nach Keith (1939) und Chayes (1952) mikroskopisch nicht gefunden werden; ebenso liess sich röntgenographisch kein Orthoklas nachweisen.

Sekundäre Bildungen. Der Gang ist in der Mitte stärker chloritisiert als am Salband. Integrationsmessungen ergaben einen Chloritanteil von 9—15 Vol.-%, die analysierte Probe enthält 8.6 Gew.-%. An Körnerpräparaten konnte der Brechungsindex n_β bzw. n_γ zu 1.628 gemessen werden. Der Chlorit ist optisch negativ. Der Achsenwinkel, der auf etwa 20° geschätzt wurde, konnte nicht gemessen werden, weil das konoskopische Bild sehr unscharf war. Der Chlorit ist schwach pleochroitisch mit n_α grüngelb, n_β hellgrün und n_γ olivgrün. Er zeigt oft ungleichmässige Auslöschung über das ganze Individuum. — Von den Gang-Plagioklasen sind etwa 15 % serizitisiert, was röntgenographisch an der auch chemisch analysierten Probe, die 5.6 m vom Salband entfernt ist, bestimmt wurde.

---

[1] Für die Bestimmung danken wir Herrn Dr. Brehler.

Am Salband und in Salbandnähe durchziehen vereinzelt dünne Calcitäderchen das Gestein. Sie werden oft von Quarzkörnern umsäumt.

Wenn auch durch teilweise Zersetzung von Augit und Plagioklasen das Gestein bereits etwas verändert ist, so hat man dennoch einen relativ gut erhaltenen Basalt vor sich.

3) Die Strukturen des Basalts.

Im Gang kann ein auffälliger Wechsel verschiedener Gesteinsstrukturen beobachtet werden. Am Kontakt zum Nebengestein findet man — wie üblich — basaltisches Glas von einigen mm Breite. Daran anschliessend zeigt der Gang über etwa 30 Zentimeter eine porphyrische Struktur; grosse Plagioklas-Einsprenglinge liegen in einer sehr feinkristallinen Grundmasse von Plagioklasen, allotriomorphen Augiten und von Magnetiten. Schon ab einer Entfernung von 0.30 m vom Salband herrscht intergranulare Struktur, wobei hier und da Augit und Plagioklase eine nach Krokström's (1932) Definition subophitische Struktur bilden; d. h. einige sich in allen Richtungen kreuzende Plagioklasleisten werden durch nicht idiomorphe grössere Augitindividuen teilweise umwachsen. Die Plagioklase werden nicht vollständig von Augit umschlossen, was nach Krokström dann eine ophitische Struktur wäre. Die subophitische Struktur tritt von 0.30 m bis zu einer Entfernung von etwa 2.0 m vom Salband immer stärker in den Vordergrund. Verfolgen wir die Struktur in weiterer Entfernung vom Salband, so überwiegt wieder die intergranulare Struktur. Nur vereinzelt umschliesst ein Augitkristall einige Plagioklasindividuen in der subophitischen Art, und meist tuen es nur die Augite von kleinerer Korngrösse. Bisher war diese subophitische Struktur nur in olivinführenden Gesteinen Schwedens gefunden worden (Krokström 1932).

In der Literatur herrscht noch keine Übereinstimmung darüber, wodurch die ophitische bzw. subophitische Struktur bedingt ist. Noch immer steht die Ausscheidungsfolge zur Diskussion. Jedoch weisen Beobachtungen im Basalt des Hardeberga-Ganges darauf hin, dass die Ausscheidungsfolge nicht die ausschlaggebende Rolle bei der Bildung jener Struktur spielt.

Die Plagioklaskristalle, die in den Augit hineinragen, sind sowohl idiomorph als auch xenomorph ausgebildet. Die xenomorphen Plagio-

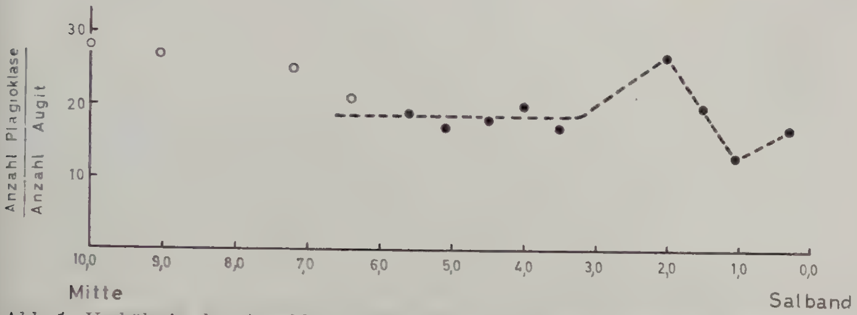


Abb. 1. Verhältnis der Anzahl von Plagioklas- und Augitkristallen in Abhängigkeit vom Salbandabstand; Gang von Hardeberga.

klase haben Keilform mit der Spitze im mittleren Bereich des Augits. Beides wurde schon beobachtet, aber nicht nebeneinander in einem Gang, wie hier. Krokström (1932) beobachtete idiomorphe Plagioklasleisten und schloss hieraus auf eine Erstausscheidung der Plagioklase. Fenner (1910) hingegen beobachtete Plagioklaskeile im Augit und folgerte daraus, dass die ophtitische bzw. subophitische Struktur durch gleichzeitige Kristallisation beider Minerale bedingt sei.

An Hand unserer weiter unten mitgeteilten Untersuchung lässt sich aussagen, dass im Hardeberga-Gang während der Kristallisation des Magmas in einer bestimmten Periode sich nur Plagioklase ausschieden, und dass später Plagioklase und Augit gleichzeitig kristallisierten. Es kommen also beide Möglichkeiten der Bildung einer subophitischen Struktur während der Kristallisation eines Magmas vor, sowohl die von Krokström als auch die von Fenner beschriebene Bildungsart. Daraus folgt, dass nicht die Ausscheidungsfolge eine subophitische bzw. ophitische Struktur bedingt.

Bildet man nun das Verhältnis der Anzahl der Plagioklaskristalle zu der Anzahl der Augitkristalle im Basalt von Hardeberga, welche die Messungen an Dünnschliffen vom Nord-Salband bis zur Mitte des Ganges liefern, dann ergeben sich die in Abb. 1 in Abhängigkeit von der Entfernung vom Salband aufgetragenen Werte. Man erkennt deutlich einen Anstieg der Zahl der Plagioklaskristalle im Verhältnis zur Zahl der Augitkristalle bis zu etwa 2.0 m vom Salband; hier ist ein deutliches Maximum ausgebildet und hier wird auch vorwiegend die subophitische Struktur beobachtet. Zu ihrer Bildung muss danach die Anzahl der Plagioklase die der Augite um das 2 bis 3-fache überstiegen haben. Dass die Anzahl der Plagioklaskristalle grösser sein muss als die der Augitkristalle, hat bereits Krokström (1932) in seiner Erklärung der subophitischen Struktur bemerkt. Somit ist die subophitische bzw. ophitische Struktur vor allem durch das Verhältnis der Keimbildungshäufigkeiten von Plagioklas und Augit bedingt, welche ihrerseits von der Abkühlungsgeschwindigkeit abhängig sind.

Zur Abb. 1 ist zu bemerken, dass die Kurve nicht durch die Kreise, welche die Verhältniszahlen der Proben zwischen 8.0 bis 10.0 m Entfernung vom Salband darstellen, gezogen worden ist, weil jene Verhältniszahlen nicht reell sind; denn die Augite sind zur Gangmitte — wie geschildert — teilweise in Chlorit umgewandelt, so dass die Anzahl der hier allein gezählten Augite natürlich zu gering ist. Das Verhältnis der Kristallanzahlen ist also dort zu hoch.

4) Habitusänderung des Augits.

Im Gestein des Hardeberga-Ganges lässt sich am Augit eine Habitusänderung in Abhängigkeit vom Salbandabstand, d. h. von der Abkühlungsgeschwindigkeit nachweisen. Das Verhältnis der grössten Länge b zur senkrecht dazu stehenden Breite a gibt ein Mass für die Längserstreckung der prismatischen Querschnitte des Augits im Dünnschliff. Messungen dieser Strecken an je 100 Augiten an verschiedenen Stellen des Ganges zeigten in einem schmalen Bereich, der etwa 5 m vom Salband entfernt ist, eine um etwa 15 % grössere Längserstreckung als im übrigen Gang. (Beispiele in Tab. 4.)

Tabelle 4

Entfernung vom Salband in m	1.5	5.1	9.8
Verhältnis b : a	1.71	1.97	1.74

II. Bestimmung des Kristallisationsverlaufes

1) Methode.

Die von Winkler (1949 b und c) vorgeschlagene Methode für die Rekonstruktion des Kristallisationsverlaufes beruht auf folgenden Voraussetzungen:

a. Der Gang muss saiger stehen, damit gleichmässige Abkühlung von beiden Salbändern gewährleistet ist.

b. Konvektionsströmungen dürfen den Abkühlungsprozess nicht wesentlich gestört haben.

c. Die freiwerdende Kristallisationswärme wird vernachlässigt.

d. Das Nebengestein muss etwa die gleiche Wärmeleitung haben wie das Magma.

Wenn diese Forderungen erfüllt sind, lässt sich die Abkühlungsgeschwindigkeit des Magmas am Modell der planparallelen Platte berechnen. Die Änderung der Temperatur sowohl mit der Zeit t wie mit dem Ort x lässt sich durch folgende partielle Differentialgleichung beschreiben:

$$\frac{\delta\Theta}{\delta t} = a \frac{\delta^2\Theta}{\delta x^2}$$

wobei a eine Materialkonstante ist und als Temperaturleitzahl bezeichnet wird. Sie ist das Verhältnis der Wärmeleitzahl λ zu dem Produkt aus spezifischer Wärme c und der Dichte ϱ des Stoffes, also

$$a = \frac{\lambda}{c \cdot \varrho}$$

Sie hat die Dimension $cm^2 sec^{-1}$.

Die analytische Lösung der Gleichung ist in den meisten Fällen schwierig. Für planparallele Platten aber hat sich eine graphische Lösung (E. Schmidt, 1945) bewährt, bei der von der Differentialgleichung zu einer Differenzengleichung übergegangen wird. Die sich berechnenden Abkühlungsgeschwindigkeiten wurden graphisch in Abhängigkeit vom Abstand r aufgetragen. Da zur Gangmitte hin das Differenzenverfahren ungenau wird und daher zu streuenden Werten führt, wurde graphisch interpoliert. Hieraus sind die Abkühlungsgeschwindigkeiten entnommen, die tabellarisch im Anhang aufgeführt sind und im folgenden benutzt werden. — In einer früheren Arbeit (Winkler 1949 c) sind bei der Aufstellung der Tabelle einige Fehler unterlaufen, die hier korrigiert sind.

Um von der absoluten Gangmächtigkeit unabhängig zu sein, und da die tatsächliche Temperatur des Magmas nicht bekannt ist, wurde für diese beiden Grössen je eine Verhältniszahl eingeführt. Der Ort im Gang wird durch das Verhältnis $r = R/R_0$ angegeben. Dabei bedeutet R den Abstand von der Gangmitte und R_0 die halbe Gangmächtigkeit. Es ist also $r = 1.0$ das Salband und $r = 0.0$ die Mitte des Ganges. $r > 1$ liegt im Nebengestein.

Die Temperatur an irgend einem Ort des Ganges wird angegeben als Verhältnis zweier Temperaturdifferenzen:

$$\Theta = \frac{t - t_a}{t_m - t_a}$$

Dabei bedeutet:

t_m die Intrusionstemperatur des Magmas,
t_a die Temperatur des Nebengesteins unmittelbar vor der Intrusion
t eine Temperatur, die sich aus t_m, t_a und dem jeweiligen Θ berechnet.

Die Abkühlungsgeschwindigkeiten für die Temperaturbereiche $\Delta\Theta = 0.20$ $\Delta\Theta = 0.15$, $\Delta\Theta = 0.10$ und $\Delta\Theta = 0.05$ sind im Anhang aufgeführt. Sie gelten für einen Vergleichsgang mit der halben Gangmächtigkeit von $R_0 = 100$ cm. Für jeden Vergleichsgang mit einer grösseren Mächtigkeit müssen die Abkühlungsgeschwindigkeiten durch das Quadrat der halben Gangmächtigkeit dividiert werden, da die Abkühlungsgeschwindigkeit umgekerht proportional dem Quadrat der Gangmächtigkeit ist.

Jene Beziehung zwischen Abkühlungsgeschwindigkeit und Ort bildet die eine Grundlage der Methode. Um jedoch den Zusammenhang zwischen Korngrösse und Ort berechnen zu können, den wir in Gängen beobachten, muss noch die Abhängigkeit der Korngrösse von der Abkühlungsgeschwindigkeit bekannt sein. Winkler (1949a) hat diese Abhängigkeit an einem gesteinsbildenden Silikat, dem Nephelin, experimentell bestimmt, und damit die zweite, auf einem Experiment fussende Grundlage der Methode geschaffen. Es lassen sich nun Kurven aufstellen, siehe Abb. 3, die die Beziehung zwischen Korngrösse und Ort in verschiedenen Temperaturbereichen angeben (vergl. Winkler, 1949 b und c). Die berechneten Kurven lassen sich über folgende Grössen variieren:

a. die Höhe der Temperatur, d. h. den Werten von Θ
b. die Grösse der Temperaturbereiche $\Delta\Theta$
c. Die Gangmächtigkeit 2 R_0.

Es hängt nicht nur die Höhe der Kurven, sondern auch die Art des Kurvenverlaufes, d. h. die Änderung der Korngrösse mit dem Ort von den oben genannten Grössen ab.

Zur Bestimmung des Kristallisationsverlaufes im Magma müssen nun berechnete Kurven herausgesucht werden, die dieselbe Gestalt haben, wie die Kurven, die sich aus den Korngrössenmessungen quer über einen Gang ergeben. Die berechneten Kurven müssen für sämtliche Minerale für ein und dieselbe Gangmächtigkeit gelten. Letztere stimmt im allgemeinen nicht mit der wahren überein, da sie ja über die experimentellen Kurven des Nephelins bestimmt wurden. Auch beziehen sich die Korngrössen der Vergleichskurven auf Nephelin, so dass die absolute Korngrösse für die Auswertung der Kurven nicht massgebend ist. Die berechneten Korngrössenkurven geben den Temperaturbereich an, in dem die Hauptmenge der Minerale kristallisierten. So lässt sich die Kristallisationsfolge der Minerale feststellen. Es lässt sich jedoch (Winkler, 1949c) auch noch feststellen, ob ein gewisser kleinerer Anteil in einem tieferen bzw. höheren Temperaturbereich auskristallisiert ist; man untersucht, wieviel Prozent an Kristallen in einem anderen Temperaturbereich auskristallisiert sein könnten, ohne dass die Art des Kurvenverlaufs merklich geändert wird.

2) Korngrössenänderung der Plagioklase, des Augits und des Magnetits im Hardeberga-Gang.

Die Grundvoraussetzung der symmetrischen Abkühlung ist beim Hardeberga-Gang erfüllt, weil er saiger steht. Die Aussagen, die durch die Untersuchungen vom Nord-Salband bis zur Mitte des Ganges gemacht werden, gelten daher ohne weiteres für die andere Hälfte des Ganges.

Die Korngrössenmessungen und Kornzählungen wurden an Dünnschliffen durchgeführt, deren Standorte vom Nord-Salband bis zur Mitte des Ganges jeweils 0.5 m auseinanderlagen. Zu den Messungen wurde der Integrationstisch nach Dr. Dollar benutzt.[1] In jedem Schliff wurden etwa 800—1 000 Plagioklase, 300—400 Augite und 100—150 Magnetite nach der Rosival-Methode vermessen und ausgezählt. Die Messwerte sind in Abb. 2 aufgetragen. Die durch die Messpunkte gelegten Kurvenzüge geben die Korngrössenänderung vom Salband bis zur Mitte des Ganges für die einzelnen Mineralarten wieder. Man sieht, dass — wie im Cleveland-Gang (Winkler, 1949 c) — auch hier nur die Plagioklase eine maximale Grösse zur Gangmitte hin erreichen und behalten. Sowohl der Augit als auch der Magnetit zeigen ein ausgeprägtes Maximum in einem Bereich, der etwa um $^1/_5$ der Gangmächtigkeit von den Salbändern entfernt ist.

3) Bestimmung der Kristallisationsfolge.

Es konnte für den Hardeberga-Gang eine recht gute Übereinstimmung der berechneten mit der beobachteten Korngrössenänderung erzielt werden, wenn man mit einem Vergleichsgang der halben Gangmächtigkeit von $R_0 = 4.05$ rechnet; man vergleiche Abb. 3 mit Abb. 2. Hiernach begann im Hardeberga-Magma die Kristallisation mit den Plagioklasen und erstreckte sich über einen Temperaturbereich von $\Theta = 0.85-0.60$; bereits 80 % aller Plagioklase sind im Temperaturbereich $\Theta = 0.85—0.70$ kristallisiert; während 12.5 % zwischen $\Theta = 0.70—0.65$ und die restlichen 7.5 % im Bereich $\Theta = 0.65$ 0.60 kristallisiert sein dürften. Als zweites Mineral folgte bei etwa $\Theta = 0.80$ der Magnetit, der seine Kristallisation ebenfalls bei etwa $\Theta = 0.60$ beendete. Von $\Theta = 0.75—0.60$ scheint der Augit kristallisiert zu sein. Spätere Überlegungen (siehe S. 635) werden jedoch zeigen, dass der Augit bei einer höheren Temperatur seine Kristallisation begonnen

---

[1] Da die Montage dieses Integrationstisches auf ein Leitz-Mikroskop nicht die erforderliche Festigkeit ergab, wurde der Integrationstisch durch zwei diametral liegende von oben einführbare Schrauben auf dem Mikroskop befestigt. Diese Montage erlaubt eine schnelle Justierung des Instruments, die sonst nach der vorgeschriebenen Art recht zeitraubend ist.

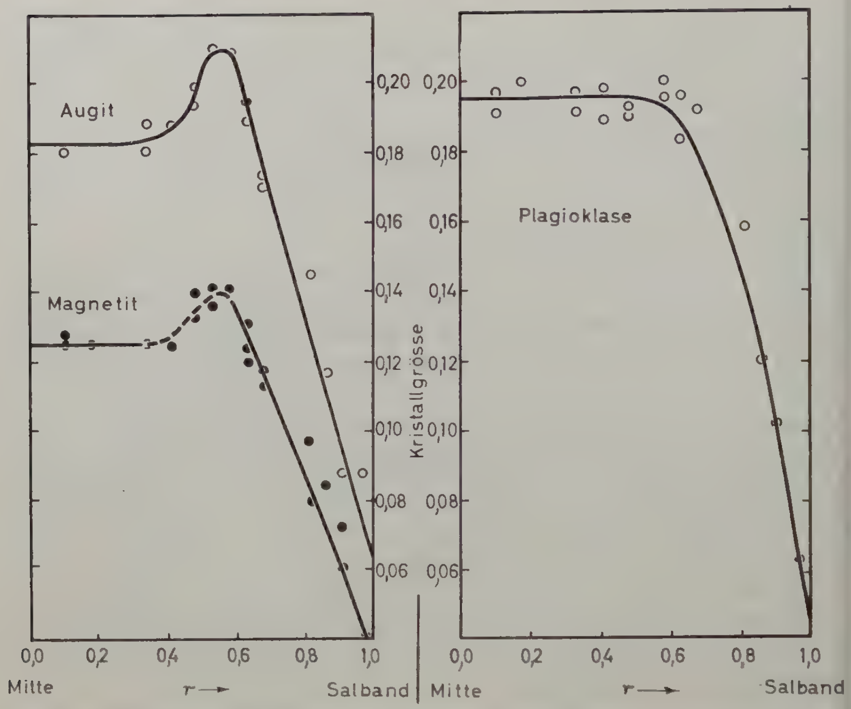


Abb. 2. Korngrössenänderung der Plagioklase, des Augits und des Magnetits vom Salband bis zur Mitte des Hardeberga-Ganges.

haben muss, nämlich bereits etwas oberhalb $\Theta = 0.8$. Das bedeutet, dass das Maximum der Kristallgrössenkurve des Augits nicht so hoch sein sollte, wie es festgestellt worden ist.

Wir müssen uns jetzt daran erinnern, dass die Augitkristalle gerade in dem Bereich, in dem das Maximum der Korngrössenkurve beobachtet wird, einen um etwa 15 % länglicheren Habitus haben als in den anderen Bereichen des Ganges. Qualitative Überlegungen führten nun zu dem Ergebnis, dass die mittleren Sehnenlängen, die mittels des Integrationstisches gemessen werden und die als Mass für die Kristallgrössen verwendet worden sind, von flächengleichen Rechtecken um so grösser sind je grösser die Längserstreckung des Rechteckes ist. Mit anderen Worten, von Kristallen mit länglicherem Habitus wird eine etwas grössere mittlere Sehnenlänge (mittlere Kristallgrösse) mittels des Integrationstisches ermittelt als von Kristallen mit kürzerem Habitus. Infolgedessen sind die Messdaten im Bereich des länglicheren Habitus der Augitkristalle nicht ohne Berücksichtigung eines Korrekturfaktors mit den Messdaten im übrigen Bereich des Ganges vergleich-

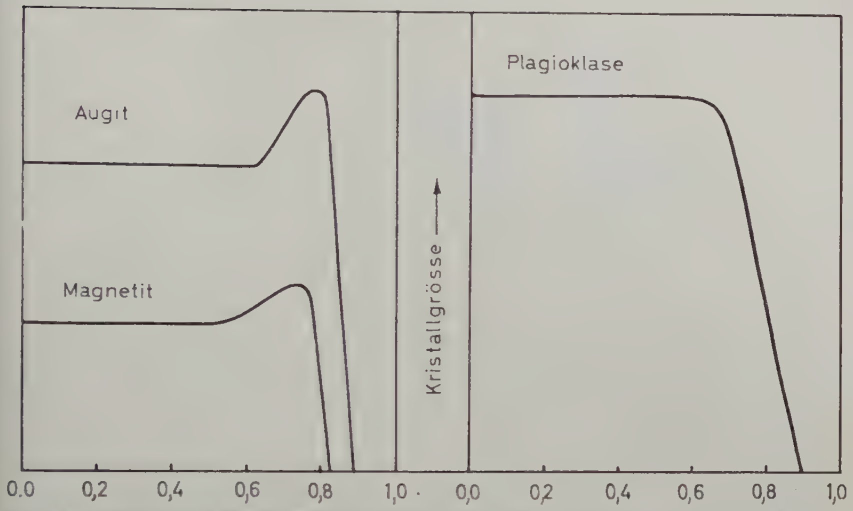


Abb. 3. Berechnete Kristallgrössenkurve für einen Vergleichsgang von $R_0 = 4.05$ m.

Plagioklaskurve für 80 % im Temperaturbereich .... $\Theta = 0.85$—0.70
12.5 ± 2.5 % » .... $\Theta = 0.70$—0.65
7.5 ± 2.5 % » .... $\Theta = 0.65$—0.60
Augitkurve für 95 % im Temperaturbereich .... $\Theta = 0.75$—0.65
» 5 % » » .... $\Theta = 0.65$—0.60
Magnetitkurve » 95 % » » .... $\Theta = 0.80$—0.65
» 5 % » » .... $\Theta = 0.65$—0.60

bar; d. h. das steile Maximum in der Kristallgrössenkurve des Augits würde flacher verlaufen, wenn die Habitusänderung nicht vorhanden wäre. Es ist offensichtlich, dass deutlich erkennbare Habitusänderungen im Gestein eines Ganges die Anwendbarkeit unserer Methode zur Rekonstruktion eines Kristallisationsverlaufes stark einschränken. Aber wir werden sehen, dass es auf andere Art möglich ist, genauere Aussagen über den Beginn der Augitkristallisation zu machen.

4) Quantitative Bestimmung der einzelnen Plagioklasglieder und ihre Kristallisation.

Nachdem festgestellt wurde, dass die Plagioklase über einen grossen Temperaturbereich auskristallisierten, lag die Vermutung nahe, dass eine fraktionierte Kristallisation im Magma vor sich gegangen war, da eine vollständige Gleichgewichtseinstellung wegen der relativ schnellen Abkühlung des Magmas im Gang nicht erwartet werden kann. Um dies zu untersuchen, wurden die Plagioklase aus dem Gestein isoliert.

Es wurde das Handstück, welches 5.6 m von Nord-Salband entfernt ist, verwendet. Eine Fraktion von 0.11 mm—0.06 mm erwies sich als beste Korngrösse für die Trennung. Man erhielt bei dieser Fraktion einzelne gut voneinander isolierte Mineralkörner. Mit Acetylentetrabromid als Schwereflüssigkeit wurde die leichte Fraktion — Plagioklas, Chlorit, Quarz — von der schweren Fraktion — Augit und Magnetit — in einem Scheidetrichter nach Schroeder (1930) in einer Zentrifuge getrennt. Der Chlorit wurde durch heisse verdünnte Salzsäure zerstört und so die Feldspatfraktion bis auf den Quarz recht rein erhalten.

Um die Zusammensetzung der Plagioklase zu ermitteln, wurde die Kurve von Tsuboi (1923) benutzt, welche die Brechzahl $n_{\alpha'}$ von Spaltflächen nach (010) und (001) in Abhängigkeit vom Chemismus angibt. Es wurden nun diejenigen Brechflüssigkeiten eingestellt, mit denen die Feldspäte in den Bereichen An 70—65, An 65—50, An 50—30 und An 30—10 bestimmt werden konnten. Damit liess sich der Vol-%-Anteil der einzelnen Plagioklasglieder bestimmen, der in der Tabelle 5 aufgeführt ist. Aus ihr wird deutlich, dass nur $^2/_3$ aller Plagioklase Labradorit sind, $^1/_4$ ist Andesin und noch 11 % sind sogar nur Oligoklas. Damit ist klar, dass eine fraktionierte Kristallisation im Basaltmagma von Hardeberga stattgefunden hat, so wie es auch von einem anderen basaltischen Gang berichtet werden konnte (Winkler, 1949 d).

Tabelle 5

Der Anteil (Vol-%) der verschiedenen Plagioklase im Basalt von Hardeberga.

$n_{\alpha'}$ auf (001) bzw. (010)	An-Gehalt der Plagioklase in Mol-%	Vol-%
> 1.5640	> An 70	1 % (=Einsprenglinge)
1.5640—1.5620	An 70—65	4 %
1.5620—1.5535	An 65—50	60 %
1.5535—1.5435	An 50—30	24 %
1.5435—1.5335	An 30—10	11 %
		100 %

In jeder Brechflüssigkeit wurden 250 Körner bestimmt und ausgezählt. Die gefundenen 1 % Bytownit entsprechen den Einsprenglingen, die mit dem Integrationstisch ebenso zu 1 % bestimmt wurden.

Neuerdings hat Schwarzmann (1956) aus vulkanischen Gesteinen für Plagioklase, die als Hochtemperaturmodifikation angesehen werden, mit einem An-Gehalt von 0—50 An die Hauptbrechzahlen n_α und n_γ bestimmt. Diese Werte liegen gegenüber denen der Tieftemperaturmodifikation nach Chayes (1952) im Bereich von An 30—An 50 um etwa 1—3 × 10^{-3} und im Bereich von An 0—An 30 um etwa 3—4 × 10^{-3} niedriger. Ein Plagioklas der Hochtemperaturmodifikation hätte da-

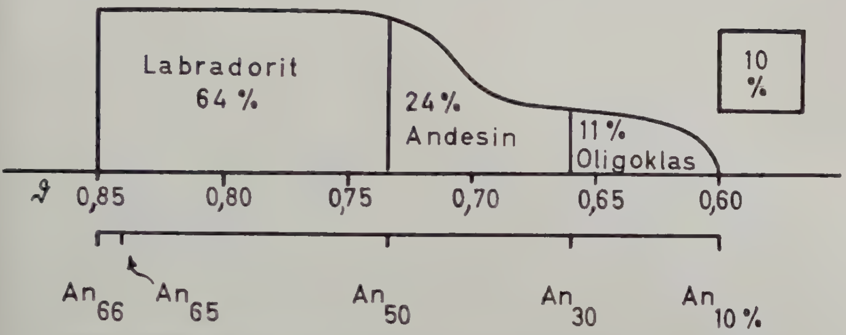


Abb. 4. Kristallisationsfolge und Kristallisationsmenge der Plagioklase. Alle Plagioklase (ohne intratellurische Einsprenglinge) als 100 %; ihr Anteil am Gestein macht 41.5 Gew-%.

nach im Bereich von An 30—An 50 eine Lichtbrechung wie ein um 2—4 % An-reicherer Plagioklas der Tieftemperaturmodifikation und im Bereich von An 0—An 30 wie ein um 4—6 % An-reicherer Plagioklas der Tieftemperaturmodifikation.

Wie durch röntgenographische Untersuchungen gezeigt werden kann, tritt Plagioklas nicht nur in der Hoch- und der Tiefmodifikation auf; vielmehr liegen auch häufig Zwischenzustände vor. Der Plagioklas des Basalts von Hardeberga befindet sich in einem solchen Zwischenzustand. Es lassen sich daher die Lichtbrechzahlen für die Tief- bzw. Hochmodifikation für die Bestimmung der tatsächlichen Zusammensetzung der Plagioklase im Basalt von Hardeberga nicht exakt verwenden. Der Fehler, der in unserer Bestimmung der Plagioklaszusammensetzung mit Hilfe der Daten von Tsuboi auftritt, ist jedoch so gering, dass sich an unseren Ausführungen nichts Grundlegendes ändert. Vor allem bleibt voll die Beobachtung bestehen, dass in unserem basaltischen Magma sich Plagioklase von Labradorit bis Oligoklas ausgeschieden haben.

Auf Grund der vorher gemachten Angaben, nämlich dass 80 % aller Plagioklase im Temperaturbereich $\Theta = 0.85$—0.70, weitere 12.5 % im Bereich $\Theta = 0.70 = 0.65$ und 7.5 % im Bereich $\Theta = 0.65$—0.60 auskristallisiert sind, gelangt man zu der Darstellung der Abb. 4. In ihr schliesst die obere Kurve mit der Abszisse und Ordinate eine Fläche ein, welche die Menge des gesamten Feldspates repräsentiert; die Fläche über dem Θ-Bereich 0.85—0.70 repräsentiert die oben angegebenen 80 %, usw. In diese Darstellung können nun auch die Mengen der verschiedenen Plagioklasglieder der Tab. 5 eingetragen werden; denn bei den niedrigsten Temperaturen müssen ja die An-ärmsten Plagioklase kristallisiert sein. Demnach müssen die 11 % Oligoklas etwa im Temperaturbereich $\Theta = 0.66$—0.60 kristallisiert sein, die 24 % Andesin im Bereich $\Theta = 0.732$—0.660 und die 61 % Labradorit der Zusammensetzung An 65—50 im Bereich $\Theta = 0.842$—0.732; die restlichen 4 % Labradorit mit An > 65 haben sich dann im Bereich $\Theta = 0.85$—0.842 gebildet.

Wenn man die Zusammensetzung der Plagioklase (auf Abb. 4 unten angegeben) von $\Theta = 0.842$, bei dem An 65 kristallisiert, linear bis zum Θ-Wert 0.85 extrapoliert, dann erhält man eine Zusammensetzung von An 66. Mit dieser Zusammensetzung müsste also die Kristallisation der Plagioklase nach der Intrusion begonnen haben. Das stimmt auch fast genau mit derjenigen An-reichsten Zusammensetzung überein, nämlich An 68, die als schmale Aussenzone zuerst um die intratellurischen Plagioklaseinsprenglinge nach der Intrusion kristallisiert ist.

5) Bestätigung der Erstkristallisation der Plagioklase mit anderen Methoden.

Die Erstausscheidung der Plagioklase, die aus der Veränderung der Kristallgrösse mit dem Salbandabstand ermittelt wurde, wird auch auf andere Weise bestätigt. Im Basalt des Hardeberga-Ganges findet man nur Plagioklas-Einsprenglinge, die nach Barth (1936) Auskunft darüber geben, dass dieses Mineral als erstes in einem basaltischen Magma kristallisierte.

Es lässt sich noch auf eine ganz andere Art die Erstausscheidung der Plagioklase bestätigen, nämlich nach Barth (1936) an Hand der chemischen Analyse des Eruptivgesteins. Barth hat bekanntlich im Vierstoffsystem der Normativ-Minerale Albit-Anorthit-Diopsid-Hypersthen für den mittleren Bereich des Vierstofftetraeders die kotektische Fläche von Plagioklas und Pyroxen ermitteln können, welche das Vierstofftetraeder in einen Plagioklas- und einen Pyroxenraum aufteilt. Barth konnte die Lage jener kotektischen Fläche durch die Gleichung $ab' + 2\ di' + 2.3\ hy' = 123 \pm 5$ festlegen. Wenn nun für ein basaltisches Gestein der Wert jener Gleichung grösser als 123 ± 5 ist, dann bedeutet das, dass zuerst Pyroxen auskristallisiert; d. h. der darstellende Punkt der Schmelze liegt im Pyroxenraum. Ist jener Wert dagegen kleiner als 123 ± 5, dann beginnt die Kristallisation mit Plagioklasen.

Berechnet man die Molekular-Norm aus der chemischen Analyse des Basaltes von Hardeberga, dann ergibt sich als Wert der Gleichung 116.6. Man erhält also einen Wert, der kleiner als 123 ist, so dass die Kristallisation auf Grund der Barth'schen Feststellungen mit Plagioklas beginnen musste.

6) Genauere Bestimmung der Augit-Kristallisation.

Die noch verbliebene Unsicherheit über den Beginn der Augitkristallisation soll nun beseitigt werden, was ebenfalls mit Hilfe der Barth'schen Gleichung möglich ist. Denn da als erstes Mineral Plagioklas auskristallisiert ist, kann eine hinreichende Menge an Plagioklas ermittelbarer Zusammensetzung von der Zusammensetzung der Ausgangsschmelze abgezogen werden (nachdem die 0.9 % intratellurischen Einsprenglinge der mittleren Zusammensetzung An 75 abgezogen werden sind), bis die Zusammensetzung der dann verbleibenden Restschmelze gerade die Barth'sche Gleichung erfüllt. Die Rechnung ergibt, dass nach Abzug von 13 % Plagioklasen der mittleren Zusammensetzung An 64 dies der Fall ist, d. h. nachdem jene Menge an Plagioklasen kristallisiert ist, hat die Schmelze gerade die kotektische Fläche Plagioklas-Augit erreicht, so dass nunmehr Augit gemeinsam mit Plagioklas kristallisiert. Die Temperatur, bei der sich 13 % An-reiche Plagioklase gebildet haben, lässt sich aus der Abb. 4, der Darstellung der Kristallisationsmenge in Abhängigkeit von der Temperatur, entnehmen; sie liegt bei $\Theta = 0.825$; dies ist also ungefähr der Θ-Wert, bei dem Augit zu kristallisieren begann.

7) Kristallisationsabfolge.

Als Kristallisationsabfolge ergibt sich nun für die Mineralarten Plagioklas, Augit und Magnetit, dass —abgesehen von den wenigen intratellurischen Einsprenglingen — Plagioklase ihre Kristallisation bei $\Theta = 0.85$ begonnen haben; es folgte Augit bei einem Temperaturwert von etwa $\Theta = 0.825$ und Magnetit bei etwa $\Theta = 0.80$.

Man darf wohl annehmen, dass die mengenmässige Ausscheidung des Augits mit Abnahme der Temperatur ähnlich verlaufen ist, wie die der Plagioklase (Abb. 4), so dass sich das Schaubild der Abb. 5 ergibt, aus dem wir entnehmen, dass in den verschiedenen Temperaturbereichen etwa die in Tab. 6 dargestellten Mineralmengen kristallisiert sind. Die ebenfalls angegebene mittlere Zusammensetzung der in jeweils einem Temperaturbereich kristallisierten Plagioklase wurde aus Abb. 4 durch Interpolation unter Berücksichtigung der dargestellten Mengenverteilung ermittelt.

Da ungefähr 22 % der ursprünglich vorhandenen Augite nachträglich chloritisiert worden sind, wurde in Tab. 6. die jeweils entsprechende Menge Chlorit hinter der Bezeichnung »Augit, jetzt Chlorit« aufgeführt. Die Mengenangaben für Augit und »Augit, jetzt Chlorit« sind also zu addieren, um die Menge des in den verschiedenen Temperaturbereichen primär kristallisierten Augits zu erhalten.

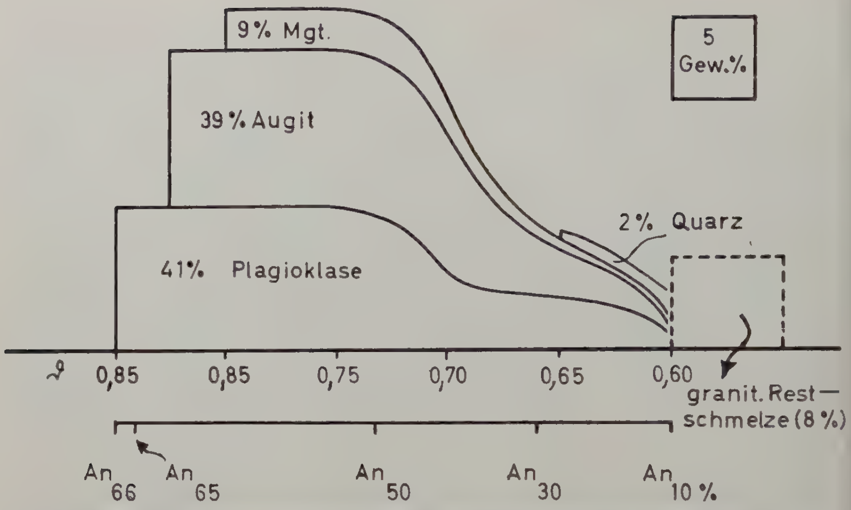


Abb. 5. Kristallisationsabfolge des Plagioklases, Augits und Magnetits. Die Mengen (Gew-% sind als Fläche dargestellt, die die Kurve mit der Abszisse einschliesst. 5 Gew-% entsprechen der Fläche des eingezeichneten kleinen Quadrates.

Tabelle 6

Θ Temperaturbereich	Mineral	Gew-%
0.85—0.80	An 62	11.7
	Augit	4.8
	(ab Θ 0.825) Augit, jetzt Chlorit	1,4
0.80—0.75	An 55	11.7
	Augit	9.6
	Augit, jetzt Chlorit	2,7
	Magnetit	3.4
0.75—0.70	An 45	9.9
	Augit	9.3
	Augit, jetzt Chlorit	2.6
	Magnetit	3.4
0.70—0.65	An 32	4.9
	Augit	4.8
	Augit, jetzt Chlorit	1,4
	Magnetit	1.7
0.65 0.60	An 18	3.3
	Augit	1.8
	Augit, jetzt Chlorit	0.5
	Magnetit	0.4
	Quarz	2.0
< 0.60	letzte Restschmelze (Zwischenmasse)	7.7

8) Über die chemischen Veränderungen im Laufe der Kristallisation.

Mit den Angaben der Tabelle 6 könnte man rechnerisch verfolgen, wie sich die chemische Zusammensetzung des Magmas im Laufe der Kristallisation verändert, wenn die Zusammensetzung der kristallisierenden Minerale bekannt und das Gestein nicht teilweise zersetzt wäre. Wir kennen zwar die Analyse des Augits, auch die mittleren Zusammensetzungen der in den verschiedenen Temperaturbereichen kristallisierten Plagioklase sind annähernd bekannt, und auch die Zusammensetzung des Magnetits lässt sich in etwa ermitteln, aber die sekundären Veränderungen eines Teiles des Augits und Plagioklases bringen erhebliche Unsicherheiten in eine solche Rechnung. Wenn wir sie trotzdem durchführen, dann nur um zu zeigen, welche Tendenzen bei der chemischen Veränderung des kristallisierenden basaltischen Magmas zu erwarten sind.

Etwa 15 % der Plagioklase sind in der Probe des chemisch analysierten Gesteins serizitisiert. Für den Serizit wurde die Zusammensetzung SiO_2 52.3; Al_2O_3 34.3; K_2O 8.6, H_2O 4.8 % angenommen, die sich als Mittelwert von Serizit-Analysen (Hintze 1897) ergibt. Ausserdem wurde bei der Zusammensetzung der Plagioklase berücksichtigt, dass sie meistens eine geringe Orthoklaskomponente enthalten, die mit 2 % veranschlagt wurde.

Die Zusammensetzung des Magnetits wurde folgendermassen ermittelt: Vom gesamten Fe_2O_3 und TiO_2, das die chemische Analyse zur Verfügung stellt, wird das im Augit enthaltene Fe_2O_3 und TiO_2 abgezogen. Der Rest wird mit FeO in äquivalenten Mengen zum Magnetit zusammengesetzt und dann auf den Anteil im Gestein umgerechnet. Damit erhält der stark Ti-haltige Magnetit eine Zusammensetzung:

Fe_2O_3 44.9; FeO 36.6; TiO_2 18.5 %, was Fe_3O_4 65.1 %, $FeTiO_3$34.9 % entspricht.

Von dem ursprünglichen Augit sind etwa 22 % in Chlorit umgewandelt worden. Die Zusammensetzung des Chlorits in bezug auf FeO, MgO und Fe_2O_3 lässt sich annähernd aus dem verbleibenden Rest jener Oxyde berechnen, denn ihr Anteil dürfte in der letzten Restschmelze, der Zwischenmasse, von etwa 8 Gew.-% nur noch sehr gering sein, so dass er für unsere Näherungsrechnung vernachlässigt werden kann. Für den Chlorit nehmen wir nun folgende Zusammensetzung an: SiO_2 32.1; Al_2O_3 10.1; Fe_2O_3 1.9; FeO 19.6; MgO 23.8; H_2O 12.5; als Strukturformel ergibt sich:

$$Mg_{3,67}Fe^{2+}_{1,68}Fe^{3+}_{0,15}Al_{0,50}[(OH)_8Si_{3,29}Al_{0,71}O_{10}]\,.$$

Führt man die Rechnung durch, dann ergibt sich (wenn man im letzten Temperaturbereich statt 2 % Quarz 3 % abzieht), dass die letzte Restschmelze, die bei der fraktionierten Kristallisation unterhalb Θ 0.6 gebildet wird, die Charakteristika einer granitischen Zusammensetzung hat, nämlich es sind fast nur noch die normativen Minerale Quarz, Orthoklas und Albit in etwa gleichen Mengen vertreten. Moderne Experimente haben uns unmittelbar gelehrt, dass »this is the composition towards which the liquid should migrate in the fractional crystallization of any material containing all the rock-forming oxides» (Bowen, 1954). Die Menge der Restschmelze granitischer Zusammensetzung beträgt bei dem hier untersuchten basaltischen Magma von Hardeberga rund 10 Vol.-%; während sie bei dem erheblich SiO_2- reicheren tholeiitischen Magma des Cleveland-Ganges mit 40 Vol.-% (Winkler, 1949d) wesentlich grösser ist.

Die chemischen Veränderungen des fraktioniert kristallisierenden Magmas bis zur Erreichung der letzten Restschmelze sind ähnlich den vom Cleveland-Gang beschriebenen.

9) Intrusionstemperatur und Kristallisationstemperaturen.

Es ist wünschenswert, wenn man den bisher angegebenen Θ-Werten die Temperaturen in Celsiusgraden zuordnet. Hierfür benötigt man die Intrusionstemperatur des Magmas, t_m, und die Temperatur des Nebengesteins vor der Intrusion, t_a; vergl. S. 627. Diese uns unbekannten Temperaturen können wir annähernd ermitteln. Aus hydrothermalen Experimenten von Tuttle und Bowen (Bowen, 1954; Tuttle, 1955) ist bekannt, dass granitische Schmelzen bei einer Minimaltemperatur von 720° C kristallisieren, wenn der H_2O-Druck 1 000 Atm beträgt; herrscht nur ein Druck von 500 Atm, dann liegt jene Temperatur bei 775° C und bei 4 000 Atm bei 640° C. Nehmen wir nun an, dass der H_2O-Druck 1 000 Atm betragen haben möge, was einer Erdtiefe von etwa 4 km entspräche, dann dürfen wir dem Θ-Wert 0.60, bei dem eine granitische Schmelze vorliegt, eine Temperatur, t, von ungefähr 750° C zuordnen. Für die vor der Intrusion im Nebengestein in 4 km herrschende Temperatur, t_a, dürfen wir etwa 120° C einsetzen, so dass sich hier als Intrusionstemperatur des Magmas $t_m = 1\,170°$ C ergibt, was im Hinblick auf die Messungen in Lavaseen sehr plausibel sein dürfte. Nunmehr können wir auch den anderen hier interessierenden Θ-Werten die Temperatur in ° C zuordnen, was in Tabelle 7 geschehen ist. Die als ungefähre Angaben zu betrachtenden Temperaturen stimmen mit unseren petrogenetischen Vorstellungen gut überein.

Tabelle 7

Ungefähre Temperaturen im Verlaufe der Kristallisation des Hardeberga-Magmas.

	Θ	°C
Intrusionstemperatur des Magmas	1.00	1 170
Labradorit, An 66	0.85	1 010
Augit, Kristallisationsbeginn	0.825	985
Magnetit, Kristallisationsbeginn	0.80	960
An 50, Ab 50	0.73	885
An 30, Ab 70	0.66	810
granitische Restschmelze	$\overline{<}$ 0.60	$\overline{<}$ 750

Meinen schwedischen Kollegen, Prof. Dr. E. Norin und Dr. S. Stenesström danke ich sehr herzlich für ihre Hilfe beim Auffinden von Gängen und Schlagen der Proben in Schonen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei vielmals für die Gewährung von apparativen Leihgaben und für eine Reisebeihilfe gedankt.

Zusammenfassung

Quer zu einem saiger stehenden, 22 m mächtigen Basaltgang von Schonen wurden in kurzen Abständen Proben entnommen, die optisch und chemisch untersucht wurden. Auf Strukturänderungen innerhalb des Ganggesteins und auf eine Habitusänderung der Augite in Abhängigkeit von der Abkühlungsgeschwindigkeit wird besonders hingewiesen. Die Untersuchung der Plagioklase ergab, dass Zusammensetzungen von Labrador bis Oligoklas (in geringer Menge) vorkommen, was beweist, dass im kristallisierenden Magma ein fraktionierte Kristallisation stattgefunden hat. Auf Grund der festgestellen Veränderung der mittleren Kristallgrössen mit dem Salbandabstand und anderen Methoden konnte der Kristallisationsverlauf des abkühlenden basaltischen Magmas rekonstruiert werden; die letzte Restschmelze hat eine granitische Zusammensetzung und macht etwa 10 Vol-% aus. Ungefähre Angaben über Kristallisationstemperaturen der Minerale und über die Intrusionstemperatur des Magmas konnten gemacht werden.

Literatur

Baier, E. (1930): Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspäte. Zs. Krist. *73*, 465.

Barth, T. F. W. (1936): The crystallization process of basalt. Amer. Journ. Sci. *31*, 321.

Bowen, N. L. (1954): Experiments as an aid to the understanding of the natural world. Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia *106*, 1.

Chayes, F. (1952a): Notes on the staining of potash feldspars with sodium cobaltnitrite in thin section. Amer. Mineral. *37*, 337.

— (1952b): Relation between composition and indices of refraction in natural plagioclase. Amer. Journ. Sci. Bowen volume, part 1, 85.

Erdmannsdoerffer, O. H. (1945): Hydrothermale Zwischenstufe im Kristallisationsvorgang von Tiefengesteinen. Chemie der Erde *28*, 283.

Fenner, C. N. (1910): The crystallisation of a basaltic-magma from the standpoint of physical chemistry, Amer. Journ. Sci. *29*, 217.

Hjelmqvist, S.: (1939): Some post-silurian dykes in Scania. Sver. Geol. Unders. Ser. C, No. 430.

Hintze, C. (1897): Handbuch der Mineralogie.

Keith, N. L. (1939): Selective staining to facilitate the Rosivalmethod. Amer. Mineral. *24*, 561.

Krokstroem, T. (1932): On the ophitic texture and order of crystallization in basaltic-magma. Bull. Geol. Inst. Upsala *24*, 197.

Reinhard, M. (1932): Universal-Drehtischmethode. Basel.

Rittmann, A. (1936): Die Zonenmethode. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. *9*, 1.

Schmidt, E. (1945): Einführung in die technische Thermodynamik.

Schneiderhöhn, H. und Ramdohr, P. (1943): Lehrbuch der Erzmikroskopie. Bd. II.

Schroeder, F. (1930): Scheidetrichter zum Einsetzen in die Zentrifuge beim Trennen von Mineralgemischen mit Schwereflüssigkeit. Ctr. Mineral. A, 38.

SCHWARZMANN, S. (1956): Über die Lichtbrechung und die Achsenwinkel von Hochtemperaturplagioklasen und ihre Entstehungsbedingungen. Heidelberger Beiträge Mineral. Petr. *5*, 105.

TROEGER, E. W. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Jena.

TSUBOI, S. (1923): A dispersion method of determining plagioclase in cleavage flakes. Mineral Mag. *20*, 108.

TUTTLE, O. F. (1955): The origin of granite. Scientific American. April 1955.

WINKLER, H. G. F. (1949a): Kristallgrösse und Abkühlung. Heidelberger Beiträge Mineral. Petr. *1*, 86.

— (1949b): Zusammenhang zwischen Kristallgrösse und Salbandabstand bei magmatischen Gangintrusionen. Heidelberger Beiträge Mineral. Petr. *1*, 251.

— (1949c): Crystallization of basaltic magma as recorded by variation of crystal-size in dikes. Mineral. Mag. *28*, 557.

— (1949d): Der Kristallisationsverlauf in einem tholeiit-basaltischen Magma und seine petrogenetische Bedeutung. Abh. Akad. Wiss. Göttingen Math-phys. Klasse, Heft 24.

Anhang

Mittlere Abkühlungsgeschwindigkeiten in °C/h in verschiedenen Temperaturbereichen für einen Gang der halben Mächtigkeit $R_0 = 100$ cm (Siehe S. 627)

$\Delta\Theta = 0.20$

$\Theta \rightarrow$	1.0— 0.80	0.95— 0.75	0.90— 0.70	0.85— 0.65	0.80— 0.60	0.75— 0.55
r 0.95				165	52.0	9.5
↓ 0.90	182	130	70.5	27.9	10.3	3.1
0.85	101	49.4	25.1	11.1	3.3	2.3
0.80	42.8	24.4	12.1	6.4	2.8	2.0
0.75	24.5	13.3	7.6	4.5	2.5	1.9
0.70	14.4	8.8	5.5	3.6	2.4	1.8
0.65	10.4	6.6	4.6	3.2	2.2	1.8
0.60	8.0	5.3	3.9	3.0	2.2	1.8
0.55	6.5	4.8	3.6	2.9	2.2	1.8
0.50	5.5	4.4	3.3	2.8	2.2	1.8
0.45	4.8	4.2	3.2	2.8	2.2	1.8
0.40	4.5	4.2	3.2	2.8	2.2	1.8
0.30	4.4	4.2	3.2	2.8	2.2	1.8
0.20	4.4	4.2	3.2	2.8	2.2	1.8
0.10	4.4	4.2	3.2	2.8	2.2	1.8
0.00	4.4	4.2	3.2	2.8	2.2	1.8

$\Delta\Theta$ 0.15

$\Theta \rightarrow$	1.0— 0.85	0.95— 0.80	0.90— 0.75	0.85— 0.70	0.80— 0.65	0.75— 0.60	0.70— 0.55
r 0.95					120.0	43.5	7.2
↓ 0.90				62.0	21.9	7.8	2.3
0.85		102	39.0	20.4	9.2	4.3	1.8
0.80	73.5	37.0	19.5	10.5	5.7	2.8	1.7
0.75	35.0	24.7	10.6	6.8	3.7	2.2	1.6
0.70	21.0	11.6	7.5	4.8	3.1	2.1	1.6
0.65	13.1	8.4	5.4	3.8	2.8	2.1	1.6
0.60	9.7	6.6	4.8	3.4	2.6	2.1	1.6
0.55	7.5	5.5	4.2	3.2	2.5	2.1	1,6
0.50	6.1	4.8	3.9	3.1	2.5	2.1	1.6
0.45	5.1	4.4	3.7	3.1	2.5	2.1	1.6
0.40	4.6	4.2	3.7	3.1	2.5	2.1	1.6
0.30	4.5	4.2	3.7	3.1	2.5	2.1	1.6
0.20	4.5	4.2	3.7	3.1	2.5	2.1	1.6
0.10	4.5	4.2	3.7	3.1	2.5	2.1	1.6
0.00	4.5	4.2	3.7	3.1	2.5	2.1	1.6

$\Delta\Theta = 0.10$

$\Theta \rightarrow$	1.0—0.90	0.95—0.85	0.90—0.80	0.85—0.75	0.80—0.70	0.75—0.65	0.70—0.60	0.65—0.55
r 0.95					183	133	30.0	5.0
↓ 0.90			195	122	45.7	14.9	5.7	1.7
0.85		175	78.5	28.8	17.0	6.8	2.8	1.4
0.80	125	67.4	28.2	14.6	9.5	4.0	2.1	1.3
0.75	60.2	28.5	15.6	9.1	5.3	3.0	2.0	1.3
0.70	33.0	16.3	10.6	6.5	4.0	2.5	1.9	1.3
0.65	19.3	10.0	7.7	4.9	3.4	2.3	1.9	1.3
0.60	12.5	7.7	6.0	4.0	2.9	2.2	1.9	1.3
0.55	9.0	6.3	4.9	3.8	2.8	2.2	1.9	1.3
0.50	6.8	5.4	4.5	3.5	2.7	2.2	1.9	1.3
0.45	5.4	4.6	4.2	3.4	2.6	2.2	1.9	1.3
0.40	4.5	4.4	4.0	3.4	2.5	2.2	1.9	1.3
0.30	4.5	4.3	4.0	3.4	2.5	2.2	1.9	1.3
0.20	4.5	4.3	4.0	3.4	2.5	2.2	1.9	1.3
0.10	4.5	4.3	4.0	3.4	2.5	2.2	1.9	1.3
0.00	4.5	4.3	4.0	3.4	2.5	2.2	1.9	1.3

$\Delta\Theta = 0.05$

$\Theta \rightarrow$	1.0—0.95	0.95—0.90	0.90—0.85	0.85—0.80	0.80—0.75	0.75—0.70	0.70—0.65	0.65—0.60
r 0.95						187	97.5	17.6
↓ 0.90					62.5	25.2	10.5	4.2
0.85			144	66.6	19.3	11.1	4.9	2.2
0.80			51.8	19.1	10.5	6.0	3.1	1.6
0.75	180	56	19.1	11.8	6.4	4.6	2.4	1.6
0.70	56	24.0	12.5	8.3	4.7	3.2	2.2	1.6
0.65	33	14.1	8.4	6.3	3.6	2.7	2.0	1.6
0.60	20	9.0	6.5	4.9	3.5	2.6	2.0	1.6
0.55	12.5	6.3	5.2	4.2	3.5	2.6	2.0	1.6
0.50	7.5	5.2	4.6	3.8	3.5	2.6	2.0	1.6
0.45	5.5	4.9	4.4	3.8	3.5	2.6	2.0	1.6
0.40	5.0	4.7	4.4	3.8	3.5	2.6	2.0	1.6
0.30	5.0	4.7	4.4	3.8	3.5	2.6	2.0	1.6
0.20	5.0	4.7	4.4	3.8	3.5	2.6	2.0	1.6
0.10	5.0	4.7	4.4	3.8	3.5	2.6	2.0	1.6
0.00	5.0	4.7	4.4	3.8	3.5	2.6	2.0	1.6

Complete and incomplete granitizations

By

Pontus Ljunggren

Usually, granitization takes place through a neo-formation of potash feldspar and/or plagioclase in rocks more or less poor in these minerals. In most cases, thus this process can be described as feldspatization. A consequence of this is that granitization or feldspatization may not only give rise to granites but to all kinds of granitic rocks (granites, gneisses, diorites, syenites, and so on). The most common kind of granitization or feldspatization is probably a neo-formation of potash feldspar from pre-existing plagioclases. This reaction involves only small transports of elements, namely an addition of potassium and a removal of sodium, thus a potash metasomatism. The transformation of the plagioclase lattice into the lattice of potash feldspar starts from the borders of the plagioclase grains and from some places within the plagioclase grains which can be reached by the penetrating potash solutions. This process proceeds until all plagioclase is consumed or until the external conditions change. These external conditions include the supply of potassium, the presence of solutions, and the pt-conditions. An infavourite state of any one of these conditions will stop the feldspatization or will slow down the reactivity of the participating compounds. The results of such a breaking off of a feldspatization can very often be seen in microscopic slides of feldspatized rocks, especially in rocks which have undergone potash feldspatization. In the latter case small plagioclases of identical optical orientation can often be found as remnants in neo-formed potash feldspars. Also other features, such as myrmekitization, dust-free border zones, granophyric intergrowth, and so on, often occur together with such potash feldspars (cf. P. Ljunggren, 1954), and these features indicate that the feldspatization process has been broken off and is incomplete. If this had not been the case, no evidence would have remained of any reaction having taken place. The features mentioned above, in the case of feldspatization, should be considered as some of the stages necessary for a progressive feldspatization; consequently, a feldspatization can be assumed when certain of these growths are found together with macro-data indicating a possible granitization.

In an investigation of the region of Hålia (P. Ljunggren, 1954), it was possible to show that regional feldspatizations had taken place, changing sedimentary and other supra-crustal rocks into igneous-looking rocks of granitic composition. The feldspatizations included an albitization of pre-existing muscovitic minerals, later on followed by a microclinization of previously formed plagioclases. As to the microclinization, however, this transformation was not complete, and it is possible to find a large number of evidence of such transformations having taken place in most of the igneous-looking rocks of the region. The most wide-spread of these rocks is a variety of the Filipstad granite which has microcline porphyroblasts. This rock is connected with other rocks (i.a. the Barktorp gneiss) through successive changes in textural features. The greatest part of the surrounding rocks show clear evidence of having undergone intense potash feldspatizations; these transformations can be proved to have taken place also in most areas of the Filipstad granite within the region of Hålia. However, in some smaller areas of this granite no such features of feldspatization are to be seen. Thus the previous history of the granite of these areas would be unknown if no conclusion could be drawn from the successive transitions between this granite and surrounding rocks. In the actual case also the granite of these smaller areas can be shown to have arisen through feldspatization or feldspatizations of pre-existing rocks.

These smaller areas represent places where the feldspatization, in this case the microclinization, has not been broken off but where it has been completed without any greater disturbances. Now, if these areas had been isolated from areas where feldspatizations could be proved to have taken place, nothing could be said about the origin of the granite, whether is was of magmatic origin or a product of feldspatization-granitization.

The knowledge of the transformations leading to feldspatization-granitization has been greatly widened during the last years (cf. for instance H. G. Backlund, 1953; G. E. Goodspeed, 1948, 1952, 1953; H. Ramberg, 1952, 1956), and it must be emphasized that such features as cutting contacts, dykes of granitic and pegmatitic composition, breccias, and so on, in many cases can be explained as having taken place in connection with a higher mobility of the components of the rocks in connection with feldspatizations. This higher mobility is no reason for the resulting granitic rock to be explained as being of magmatic origin: the rock is still a result of feldspatization of pre-existing rocks. *It is thus very important that statements as to the origin of granaitic* *rocks are based on thorough microscopical and macroscopical examinations.*

From these points of view the granitic rocks may be divided into three different groups. The first group comprises granitic rocks which can be proved to have arisen through feldspatization-granitization, and which contain remnants from these transformations; the resulting granitic rocks are results of *incomplete granitization.*

The second group comprises those granitic rocks which cannot directly be proved to be either magmatic or a result of feldspatization-granitization. The granitic rocks of this group which have arisen through feldspatization are a result of *complete granitization*, the remnants of the transitional stages of the transformations having completely disappeared.

The third group, finally, comprises those granitic rocks which from their microscopical and macroscopical characteristics can be proved to be of magmatic origin.

The second group is of great importance for the discussion of the origin of granitic rocks. It is evident that a large number of granites belong to this group.

References

Backlund, H. G., 1953: The granitisation problem. — Instituto »Lucas Mallada» de Investigaciones Geologicas, Estudios Geologicos, No. 17.
Goodspeed, G. E., 1948: Xenoliths and skialiths. — Am. Journ. Sci., 246: 515—525.
—, 1952: Replacement and rheomorphic dikes. — Journ. Geol., 60: 356—363.
—, 1953: Rheomorphic breccias. — Am. Journ. Sci., 251: 453—469.
Ljunggren, P., 1954: The region of Hålia in Dalecarlia, Sweden. An investigation of regional transformations leading to meta-sediments and igneous-looking rocks. — Göteborg.
Ramberg, H., 1952: The origin of metamorphic and metasomatic rocks.—Chicago.
—, 1956: Pegmatites in West Greenland. — Bull. Geol. Soc. Am., 67: 185—214.

Harmotome penetration of a scapolite partly altered to argillic material in Ultevis, North Sweden

By

ANN MARIE BYSTRÖM[1]

Abstract: Specimens from the unusual mineralization in the Ultevis district, North Sweden, have been investigated. In connection with pegmatites near a small manganese ore body at Tjatitsvare, different stages of decomposed scapolites have been found. Harmotome crystals penetrate the scapolite which has partly been altered to a poorly crystallized kaolin mineral and montmorillonite.

Introduction

During the investigation of the manganese mineralization of the Ultevis district in North Sweden (Ödman, 1947), some specimens were taken at Tjatitsvare from a rock described as more or less kaolinized. The specimens had been collected from two prospecting pits west of the ore; specimens Ön 272/45 I and Ön 272/45 II, here referred to as specimens A and B respectively, are from the northern pit at coordinate 4280 S/680 V, and specimen Ön 269/45, here referred to as specimen C, is from the southern pit at coordinate 4300 S/685 V. The two pits can be found on the map, fig. 2, in the paper by Ödman (1947, p. 41).

In Ödman's diary the rock is described as pegmatitic with occasional hematite. The »kaolin» was found to be preferentially located in pockets in the pegmatite, which itself showed signs of weathering.

The specimens were the size of a fist and were all white and dense, while the parts not freshly cut had a pinkish tint. Small fissures were frequent in the samples and when sample B was split along a plane indicated by such a fissure, a coating of brown manganese oxide could be seen. Sample A had relatively large crystals of hematite, quartz and titanite located at one end. Books of light mica crystals were also common. The chemical analysis of specimen A (Table II) shows a high BaO content of 5 %. Barium is not foreign to the investigated district, and barite and hollandite have been found in the pegmatites not far from the prospecting pits. The barite content of the leptites is also unusually high (Ödman 1947, p. 28). The analysis, however, shows very low content of SO_3 and CO_2, and the MnO content of the sample is also low. Hence came the interest to know the mineral composition of the sample very much like kaolin, but with a high BaO content. Only the combined investigation with X-rays, chemical analysis, differential thermal analysis and microscopical determinations led to the elucidation of the mineral composition.

---

[1] Geological Survey of Sweden, Stockholm 50.

The mineral composition

Specimen C was found to be an almost pure scapolite, with streaks of hematite and of a light mica. The chemical analysis, the X-ray diagram and the DTA curve can be found in Tables I and III and in fig. 1, respectively. A calculation of the mineral composition from the chemical analysis shows an excess of about 10 % of silica and alumina together, after allowance has been made for the impurities present. This indicates that some weathering or other alteration has occurred in this specimen. For the scapolite the composition was found to be marialite 60— meionite 40. A fairly similar scapolite from the Åland Islands, Finland, has been described recently by Kaitaro (1955).

Specimen B was subjected only to a partial chemical analysis. The BaO content was low, the Na_2O content was 2.2 % and the K_2O content 0.72 %. The X-ray diagram showed mainly the reflexions of scapolite, but in addition there was a strong broad line at 15.0 Å. (Table III). When treated with glycerol this line moved to 17.6 Å and the intensity increased. This is typical of montmorillonite, and on the DTA curve (fig. 1, No. 6) there can be seen an extra peak near

Table I.

Chemical analysis of specimen C (Ön 269/45), a scapolite mainly, with the proportion marialite 60—meionite 40.

	%		%
SiO_2 [1]	52.23	SO_3	0.35
TiO_2	0.10	Cl	1.97
Al_2O_3	25.00	F	0.5
Fe_2O_3	0.30	CO_2 (scap.)[2]	1.28
MnO	0.05	CO_2 (carb.)	0.18
MgO	0.43	$H_2O > 110°$ [3]	1.18
CaO	8.87	$H_2O < 110°$	0.29
Na_2O	6.72		
K_2O	0.78		100.40
BaO	0.12	less O for F and Cl	0.66
P_2O_5	0.05		
		Sum	99.74

---

[1] No precaution was taken in the determination of SiO_2 on account of the F content.

[2] CO_2 (scap.) was determined by heating with V_2O_5.

[3] The Pennfield method was used.

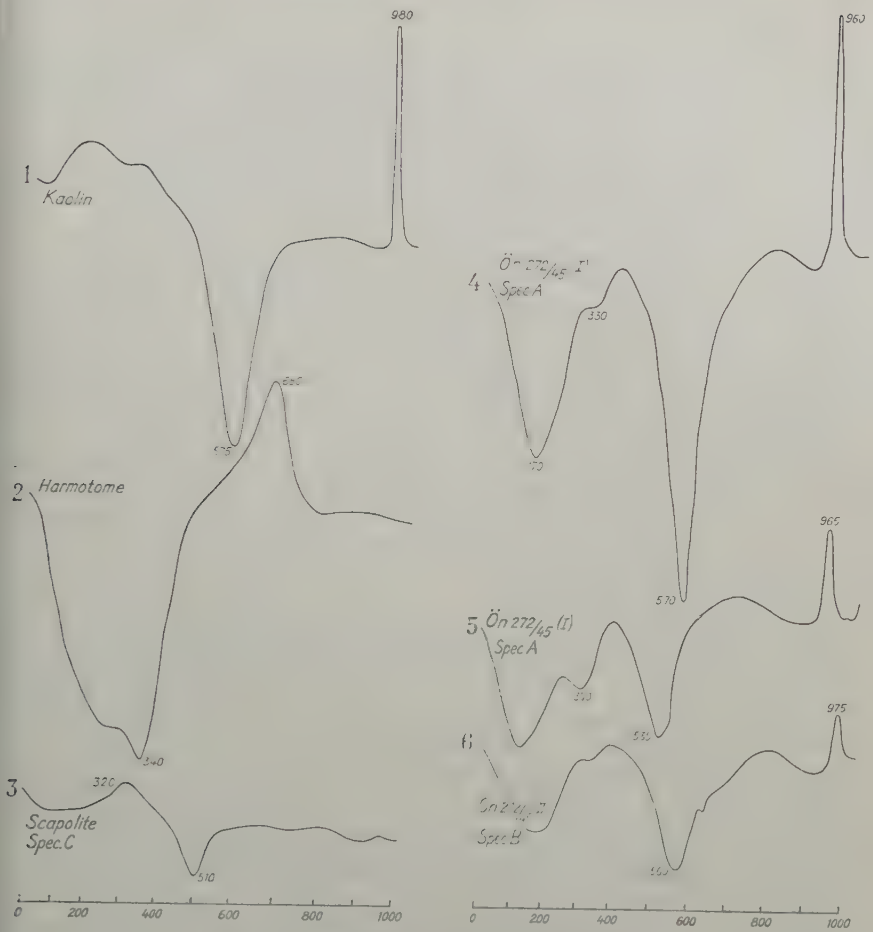


Fig. 1. Differential thermal analysis curves.

1. Kaolinite, standard material RLO 138 diluted with Al_2O_3 in prop. 1 : 1.
2. Harmotome from Sulitelma, No. 04228 (Nat. Mus. Hist., Stockholm).
3. Specimen C (Ön 269/45), Scapolite.
4. Specimen A (Ön 272/45 I), mean sample from centre of boulder.
5. Specimen A (Ön 272/45 I), fraction $< 2\ \mu$.
6. Specimen B (Ön 272/45 II), mean sample from white part.

700° C. An oriented sample was made of the fraction $< 1\ \mu$, and in the X-ray diagram the basal reflexions typical of a montmorillonite mineral showed up. Kaolin also is present in this specimen, as can be seen from the DTA curve.

Specimen A has a more complex composition. However, the knowledge of the minerals present in sample B and C rendered valuable help in the diagnosis of the X-ray diagram of sample A (Table III).

Table II.

Chemical analysis and mineral content of specimen A (Ön 272/45 I).

	%	atom. prop.	harmotome	scapolite	mica	remaining part
SiO_2	46.88	0.7805	0.2282	0.0845	0.0483	0.4195
Al_2O_3	29.50	0.5788	0.0652	0.0442	0.0423	0.4151
TiO_2	0.0	—				—
Fe_2O_3	0.22	0.0028			0.0028	—
FeO	0.02	—				—
MgO	0.13	0.0032			0.0032	—
CaO	0.51	0.0091		0.016		—
MnO	0.0	—				—
K_2O	0.76	0.0161			0.0161	—
Na_2O	0.83	0.0268		0.0268		—
BaO	5.00	0.0326	0.0326			—
$H_2O > 110°$	13.61	1.512	0.1956		0.0322	1.284
$H_2O < 110°$	2.46					
SO_3	0.01					
F	0.03					
P_2O_5	0.04					
	100.00		25 %	9 %	6 %	58 %

The analysis by F. Swenborg.

The diagram contains mainly the reflexions from the barium zeolite, harmotome, but also some belonging to a scapolite. A few broad reflexions from a kaolin mineral are present and a diffuse one at 15 Å indicates the presence of montmorillonite. Treatment with glycerol causes this reflexion to move to about 17 Å.

The chemical analysis of sample A can be found in Table II, in which the atomic proportions are also given. From these an estimate of the minerals has been made. The proportion of barium gives 25 % harmotome of composition $BaAl_2Si_7O_{18} \cdot 6\ H_2O$. All the sodium and calcium have been referred to the scapolite, giving a proportion of about 10 % for this mineral. The remaining part about 60 % has a Si : Al ratio of 1 : 1, which is consistent with a kaolin mineral. The water content, however, is high and if the remaining part is calculated as kaolinite a surplus of water is obtained. This could in part be explained by the montmorillonite, shown from the X-ray diagram to be present in a small amount. The content of montmorillonite claims a higher proportion of silica, viz. 2 : 1 for pure montmorillonite. However, the lack of this might be due to a compensation by a certain amount of allophane admixed in this mineral association and not shown in the present investigation. It is also possible that the kaolin mineral is a partly hydrated halloysite; the broad X-ray reflexions and the low endothermic peak on the DTA curve support this. The spacing, however, of the 7 Å reflexion is low for the mineral to include any

Spec. A Ön 272/45 I harmotome crystals from fissures		Spec. A Ön 272/45 I mean sample from centre of boulder				Spec. B Ön 272/45 II mean sample from white part				Spec. B Ön 272/45 II fraction < 1 μ; oriented prep. glycerol treated					Spec. C Ön 269/45 mainly a scapolite		
d_{hkl}	I	d_{hkl}	I	shape	mineral	d_{hkl}	I	shape	mineral	d_{hkl}	I	shape	miner.	hkl	d_{hkl}	I	
						(17.6	vvst	with glycerol)									
		15.2	m	diff	montm	15.0	vst		montm	17.9	vst		montm	001	9.86	vw	diff
8.14	st +	8.10	st		harm	8.32	m	vbr	scap + harm	8.82	m	diff	montm	002	8.53	m	
7.12	st	7.10	vst		harm + kaol	7.10	m		kaol + harm	7.10	w	area	kaolin		6.45	w +	
6.43	st	6.38	st		harm	6.48	m		scap + harm	5.90	w		montm	003	6.02	m	
5.03	m	5.00	m		harm	5.99	m		scap	4.43	st		montm	004	4.421	w	
4.28	m	4.35	st	br	harm + kaol	4.44	st	br	montm	4.09	m	vsh	harm		4.262	w	
4.07	vst	4.05	vst		harm	4.23	w		scap	3.78	m	vsh	scap		3.818	st	
3.88	w +	3.82	m	c	scap	4.07	w		harm	3.52	vst		kaolin montm	? 005	3.570	vw	
3.65	vw	3.56	w	diff	kaolin	3.80	st		scap	2.98	w	vsh	scap		3.451	vst	
3.46	w	3.45	st	c	scap	3.45	vst		scap	2.92	w	br	montm	006	3.051	vst	
3.23	st	3.21	m	c	harm	3.05	vst		scap	2.51	w		montm	007	2.834	w	
3.12	st	3.06	st	c	scap	2.90	vw		harm						2.685	st	
2.91	m	2.90	w	c	harm	2.82	vw		scap	The montmorillonite lines are all diffuse					2.573	vw	
2.71	m	2.82	vw	c	scap	2.69	st		scap						2.369	vw	
2.65	st	2.69	st	br	harm + scap	2.54	m	vvbr	montm kaol						2.296	m	
2.52	m	2.53	m	br	harm + kaol	2.36	vw		kaolin						2.202	w	
2.46	w	2.34	m	br	kaolin	2.29	m		scap						2.137	m	
2.36	w +	2.14	m		harm + scap	2.14	m		scap						2.010	m	
2.30	w +	2.01	w	br	harm + scap	2.01	m		scap						1.908	st	
2.24	w	1.95	w		harm	1.90	st		scap						1.815	m	
2.14	m	1.91	m		scap	1.82	w		scap						1.742	m	
2.01	w	1.705	m		harm	1.74	w		scap						1.706	m	
1.95	m	1.674	w	br	harm + kaol	1.702	w +		scap						1.673	w	
1.83 1.76	w	1.554	vw		scap	1.673	w		scap + harm						1.609	w	br
1.706	st	1.528	vw		harm	1.556	w +		scap						1.556	m	
1.674	w	1.485	st		kaolin	1.505	w		scap						1.508	m	
1.529	m					1.482	w	br	kaolin						1.459	m	
1.474	m					1.457	w		scap						1.419	m	
															1.380	m	
															1.362	st	

harm = harmotome, kaol = kaolin, scap = scapolite and montm = montmorillonite.
The scale of intensities is vst = very strong, st = strong, m = medium strong, w = weak and vw = very weak.
The shapes of the lines have been pointed out where they show an unusual character for the resp. diagrams:
vbr = very broad, br = broad, c = coarse, sh = sharp and diff = diffuse. d_{hkl} values are given in Å.

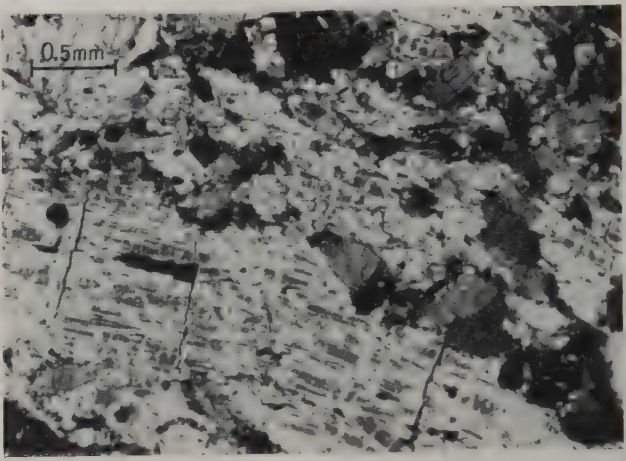


Fig. 2. Specimen C (Ön 269/45). Predominantly fresh scapolite. Thin section, crossed Nicols.

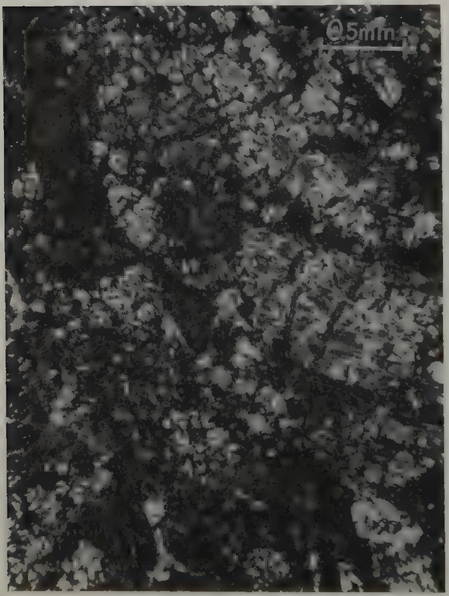


Fig. 3. Specimen B (Ön 272/45 II). Fairly fresh cores of a scapolite can be seen in the fine grained mass. Thin section, crossed Nicols.

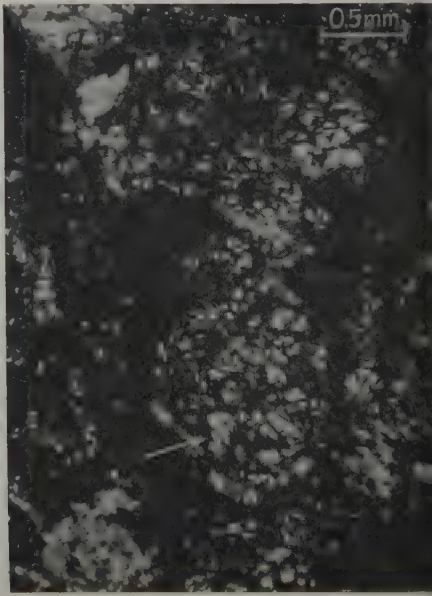
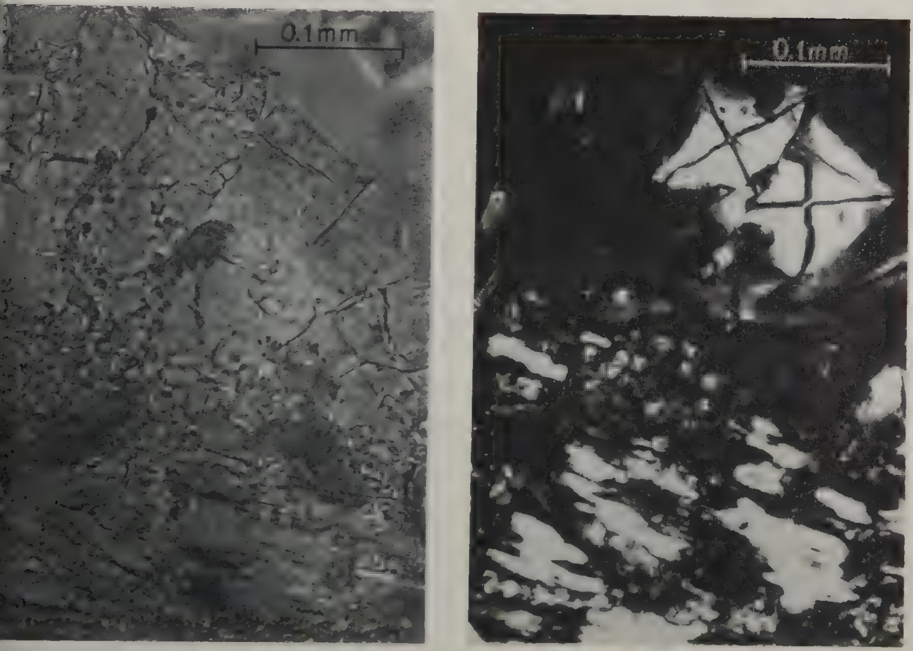


Fig. 4. Specimen A (Ön 272/45 I). The scapo
lite is extensively changed. Harmotome crys
tals may be seen, and are here marked wit
an arrow. Thin section, crossed Nicols.



a

b

Fig. 5. a) Specimen A (Ön 272 45 I). The altered scapolite may be seen at the bottom of the photograph. The harmotome crystals extend towards the fissure, as seen in upper portion. Thin section.
b) same field seen under crossed Nicols.

quantity of water in the structure and heating to 400° C does not give sharper reflexions. Therefore the kaolin mineral is more likely to be a poorly crystallized kaolinite.

The DTA curves of specimen A show peaks typical of a kaolin mineral. The harmotome produces a very small effect, especially in the curve of the bulk material in contrast to its effect in the X-ray diagram, in which harmotome was most pronounced. In the fraction $< 2\ \mu$ (curve 5) this mineral is enriched and shows a larger effect than in curve 4, whereas the kaolin mineral shows a relatively smaller one. This is partly due to the fact that the kaolin was badly dispersed and remained in the most coarse fractions. In the fractions $< 2\ \mu$, the X-ray diagram does not show positive indications of a kaolin mineral and without the DTA analysis it would have been most difficult to establish the presence of this mineral, this being one of the rare cases, where the DTA analysis is much more sensitive than the X-ray analysis. The lower endothermic peak can be explained as due to montmorillonite and to a small amount of argillic material of undefined composition. As mentioned, the peak also indicates that the kaolin mineral could be a partly hydrated halloysite, but from other reasons this does not seem to be the case.

Clear harmotome crystals were picked from the fissures of specimen A, and their X-ray diagram shows good agreement with that taken from a harmotome specimen[1] from the Oslo region investigated by Brögger (1890). The X-ray data of the clear crystals are given in Table III.

Thin sections were prepared from all the specimens. Spec. C (fig. 2) shows a well crystallized scapolite with groups of hematite here and there, mica and fluorite, and also smaller amounts of other secondary minerals. In the thin section of specimen B (fig. 3) the scapolite can be distinguished in a matrix of a fine dense material. In specimen A (fig. 4 and 5) the scapolite is extensively altered and a fine matrix dominates the slide. Larger crystals of the zeolite can be seen locally, and especially along the fissures, the harmotome crystals have developed and grown into well defined crystals. Fig. 5 shows this as well as the attacked scapolite. The harmotome is restricted not only to the fissures but seems to penetrate the whole specimen, and in the fraction $< 2\ \mu$ this mineral is enriched, as stated above, showing that particles of smaller sizes prevail.

Conclusion

In his paper, Ödman discusses the origin of the Ultevis mineralization and finds »indications of the action of hydrothermal solutions throughout the whole district. The solutions in fact soaked the bedrock to quite a considerable extent» (Ödman 1947, page 56).

The specimens here investigated might represent different stages of a series of reactions typical in association with the above mentioned mineralization. For instance, we have the almost pure scapolite represented by specimen C and most certainly formed under pneumatolytic conditions. Another stage is shown by specimen A, where the scapolite has been attacked by a hydrothermal solution containing barium, thus here forming the zeolite mineral, harmotome. The clay minerals montmorillonite and kaolin may also have formed under the hydrothermal conditions then prevailing. Depending upon the attacking solutions, the reaction has led to the formation of either one mineral or the other (Grim 1953). For instance in specimen A, kaolin is dominating, while in specimen B the conditions have favoured the formation of montmorillonite.

---

[1] (Harmotome, Tonsenäs, Oslo, Norge, The Swedish Museum of Natural History, Stockholm, Spec. No. 530941).

Acknowledgement. I wish to express my thanks to Prof. O. H. Ödman, who has kindly read the manuscript and to Dr. N. Sundius for his help with some of the microscopical determinations.

References

Brögger, W. C. (1890): Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeits. für Krist. und Min. **16**, p. 648.

Grim, R. E. (1953): Clay Mineralogy; Monograph. Mc Graw-Hill Book Company Inc., U. S. A., p. 323.

Kaitaro, Simo (1955): Scapolite from Långö, Åva Area, Åland Islands. Bull. comm. géol. Finlande, No 168, 131.

Ödman, Olof H. (1947): Manganese Mineralization in the Ultevis District, Jokkmokk, North Sweden. Geol. Surv. of Sweden, Ser. C, No 487.

Dating of recent fluvial sediments from the estuary of the Ångerman river

(The period 1850—1950 A. D.)

By

LARS GRANAR

Several sediment cores have been taken from the bottom of the Nyland fjord, the estuary of the Ångerman river in Northern Sweden. In 1943 some cores, 1 metre long, were collected by B. KULLENBERG and E. FROMM (1944). They comprised varves from the period 1926—42. FROMM and KULLENBERG found an excellent covariation between the annual discharge maxima of the river and the thicknesses of the corresponding varves. The correlations with medium values of the entire spring flood or with the whole year were not so obvious.

In 1945 C. CALDENIUS, KULLENBERG and FROMM took several 10 metre long cores from the same estuary using a piston core sampler (KULLENBERG 1947). The main parts of these cores were relatively undisturbed and interconnexions between cores taken at different distances from the delta bank were made by FROMM. However, the upper not consolidated parts of the cores had been seriously damaged and therefore a connexion to the earlier short cores and to the discharge maxima, measured at Forsmon since 1901, was not possible. The yet not published varve diagrams comprising about 1 000 years have kindly been left to the author's disposal.

In 1952 the geologists CALDENIUS and FROMM; the geophysists G. ISING, J. ESPERSEN and the author; A. JONASSON from the Oceanographic Institute in Göteborg, in collaboration collected 5 cores for geochronological purpose using an ordinary piston core sampler, and 4 cores for magnetic research using a non-magnetic sampler. Both samplers had a length of 10 metres. The latter cores were taken about 3 kilometres from the delta bank, at present situated at Nyland, cores I and II in the eastern part of the fjord at a depth of 95 metres, cores III and IV in the middle of the fjord at a depth of 65 metres.

Two cores have been magnetically investigated by D. H. GRIFFITHS in Birmingham, England, and the remaining ones by the author in Stockholm. The sediment possesses a weak remanent magnetization mainly caused by the action of the geomagnetic field present at the time of sedimentation. The age of the varves being known in historic time scale, these cores offered a possibility of tracing back the secular variation of the geomagnetic field at least 1 000 years. The measurements showed, however, that the direction of the remanent magnetization, especially in the sandy parts, was affected by several disturbing factors, such as deformations caused by the sampler and water streams tending to orientate the diminutive magnetic particles in a certain direction during the sedimentation process. Therefore, no definite conclusions can be drawn about the variation of the magnetic field from these measurements (GRANAR, manuscript 1955).

Varve diagrams for cores II, IV and parts of core I have been constructed by the author, and the result from the period 1850—1950 is presented in this paper.

The upper parts of these cores are better preserved than the corresponding parts of the cores taken with the ordinary piston core sampler. This may be due to the fact that the first mentioned ones have been stored within the lining tubes. In the laboratory the tubes were sawed into two halves and the sediment cut with a thin wire. (Normally, the wet cores are transferred into special storing tubes.) Besides, the joints of the lining tubes were coated with elastic tape to prevent unwanted water from slipping in and causing modifications of the looser parts of the core. Cores I and II did not fill up the whole length of the sampler and therefore the upper parts were spoiled when the sampler was laid horizontally on the deck of the boat. Fortunately, there was a piece of bark in core I (varve 1933), preventing the underlying sediment from destruction. Cores III and IV filled even the top lining tube and the varves of core IV have been counted up to the year 1950.

In the Ångerman river the maximal discharge during the spring flood is normally about 10 times the discharge occurring in the later part of the summer. The annual minimum is frequently measured just before the outset of the spring flood, and the sudden increase of the stream velocity corresponds with a distinct boundary in the sediment between dark-coloured fine-grained material and light-coloured often sandy material. In fig. 1 the varve thickness has been plotted against the annual discharge maximum, measured at Sollefteå, for the varves 1920—42 of core IV. As seen a rather distinct relation exists between the mentioned quantities. Thus, the transporting and eroding power of the river increases rapidly with increasing velocity. The varve diagrams from this period agree very well with that of FROMM, 1943 (see fig. 2). The varves of core IV were inclined and the given values of varve thickness have to be reduced by a factor of 2 or 3.

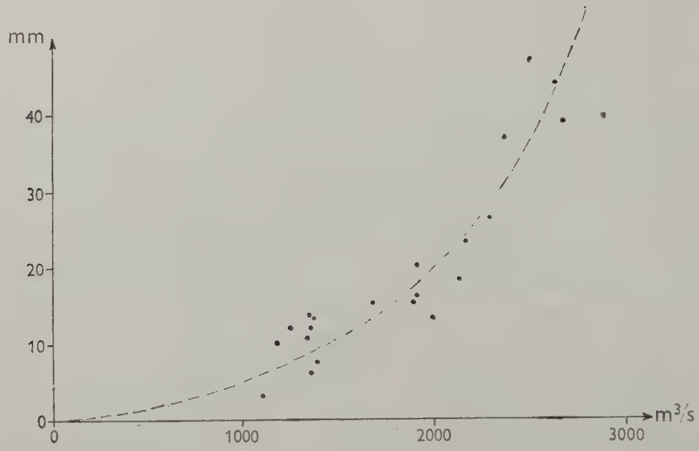


Fig. 1. The relation between varve thickness and corresponding annual discharge maximum, measured at Sollefteå. Varve 1920—42 of Nyland core IV.

Sometimes, the spring flood has been rather small, giving a maximum of the same order as that often occurring in September—October. In these cases the correlation between discharge maximum and varve thickness is weak and it can be difficult to distinguish the real boundaries against the seasonal stratification. Several years of the period 1900—20 were exceptionally dry and the sediment deposited during such a year is so fine-grained that the boundaries in some cases were impossible to detect. By means of the curve on fig. 1 the thicknesses of these varves were estimated and a theoretical varve profile was constructed. The more distinct varves in the mentioned interval fitted in fairly well with this profile.

Measurements of the water level of the lake Runn, directly connected with the Dal river, have been made regularly since 1852 at Norslund. The two rivers, Dal and Ångerman, are situated about 400 kilometres apart and the correlation between respective annual discharge maxima is normally weak. However, in certain periods, especially 1915—25, the correspondence is outstanding (see fig. 2, upper diagrams). It is therefore interesting to compare the varve diagrams from Nyland with the discharge diagram from Norslund. A marked covariation is found during the years 1852—62, thus supporting the correctness of the made diagrams.

The remaining parts of the cores below 1850 were easily dated relatively to the long diagrams of Fromm, which according to the present connexion end in the middle of the nineteenth century. (Upper part of diagram E, 1945, is seen on fig. 2.)

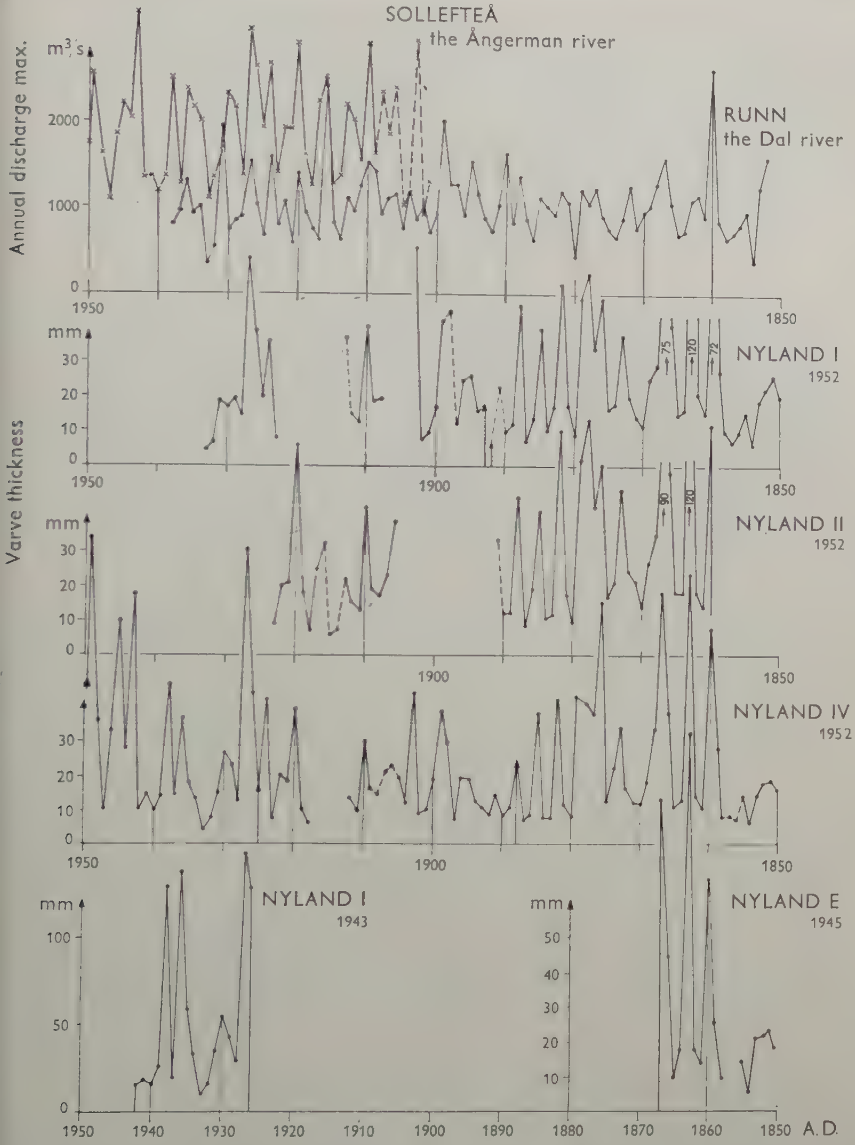


Fig. 2. Connexion of varve diagrams made on cores, taken from the bottom of the Nyland fjord, with discharge diagrams for the rivers Ångerman and Dal.

I wish to express my thanks to the State Geologist Erik Fromm and to Docent Carl Caldenius for their generous collaboration and for their kind instructions in the field of geochronology. I am also indebted to the First State Hydrologist Sten Ernfors who has given me the hydrological information.

Stockholm, March 1956.

References

Granar, L., 1955: Magnetic measurements on Swedish varved sediments, specimen in physics (fil. lic.), Stockholm University (manuscript).

Kullenberg, B., Fromm, E., 1944: Nya försök att upphämta långa sedimentprofiler från havsbottnen, Geol. Fören. Förhandl., 66, p. 501.

Kullenberg, B., 1947: The piston core sampler, Sv. Hydrogr. Biol. Komm., Ser. 3, B. 1, H. 2.

Pre-glaciale forvitringsfenomene i kopperforekomster i den syd-vestlige del av Finnmarksvidda

Ved

TORE GJELSVIK

Abstract. Oxidation-cementation zones of bornite-chalcopyrite deposits, occurring in a great breccia in the SW part of Finnmarksvidda, Northern Norway, are described. The supergene minerals are: chalcocite, covellite, malachite, chrysocolla, chalcedone, limonite, and chlorite. The deposits are related to copper deposits in the Norrbotten district of Northern Sweden, in which similar oxidation zones also are found. Since such zones, owing to the eroding effect of the Pleistocene ice, and the slow rate of Post-glacial chemical weathering, are very rare in Scandinavia, the reasons for their preservation in these localities are shortly discussed.

Under rekognoserende geologisk kartlegging og malmprospektering på Finnmarksvidda sommeren 1955 oppdaget jeg en breksjesone av store dimensjoner i den sydvestlige del av Finnmarksvidda, ved Reissaelvas øvre løp, like nord for den finsk-norske grense. Se nøkkelkart, fig. 1. Bergartene i området er stort sett grønnstein, granitt, gneis, metamorfe skifre, og kvartsitt, de vanlige bergarter i den karelske fjellkjede. I breksjesonen opptrer imidlertid også en rekke løse, porøse bergarter, med brungule eller rødlige forvitringsfarger. Disse står i skarp kontrast til de hårde, krystalline bergarter, og har gitt anledning till dannelsen av et eiendommelig canyon-landskap. Det dreier seg dels om rene tektoniske breksjer, dels om sandsteiner og konglomerater eller pseudokonglomerater, kanskje også om vulkansk materiale. Syenittiske og gabbroide intrusivbergarter finnes også i breksjen. En nærmere beskrivelse får utstå til mere detaljerte undersøkelser er gjort.

Breksjesonen er flere steder svakt mineralisert, i den nordlige del finnes uran-impregnasjon (sannsynligtvis ved uranbekerts), i den sydlige del koppermineralisering. Mer utbredt er karbonatisering og hematittdannelse.

Koppermineraliseringen er ikke den vanlige som forekommer på Finnmarksvidda, det er ganger eller klumper av bornit og kopperkis, med lite eller intet svovelkis, magnetkis er ikke observert i det hele tatt. Den minner således om koppermineraliseringen i Raipasformasjonen

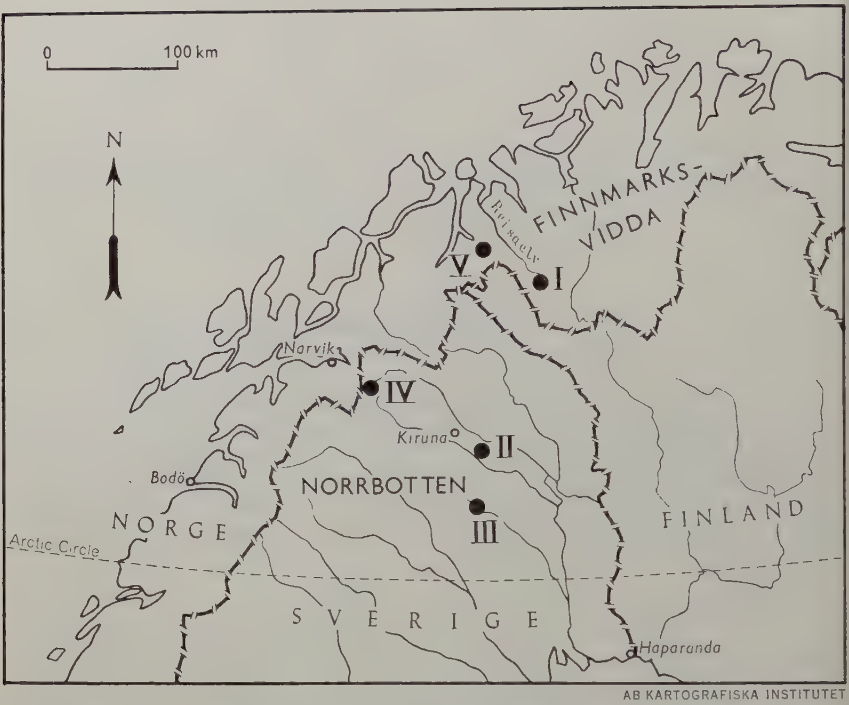


Fig. 1. I Finnmarksvidda localities. II Svappavaara, Norrbotten. III Nautanen, Norrbotten. IV Sjangeli. V Birtavarre, Troms.

på Finnmarkskysten, men ennu mere om koppergangene i Telemark. Mikroskopiske undersøkelser avslører at de hypogene kobbermineraler har vært utsatt for en sterk omvandling av samme art som rammer kobbermalmer over grunnvannsspeilet, først og fremst i varmere strøk. Det er alminnelig antatt at eventuelle oksydasjons-sementasjonssoner over skandinaviske malmer er blitt fjernet under de store, kvartære istider, og en nærmere, om enn bare foreløbig beskrivelse tør derfor ha interesse.

Lokalitet 1

Flat bekkedal ca 1 km fra riksgrensen. Små ganger av karbonat-kvarts-kalifeltspat med bornit og kopperkis i en amfibolitt. Mineral-

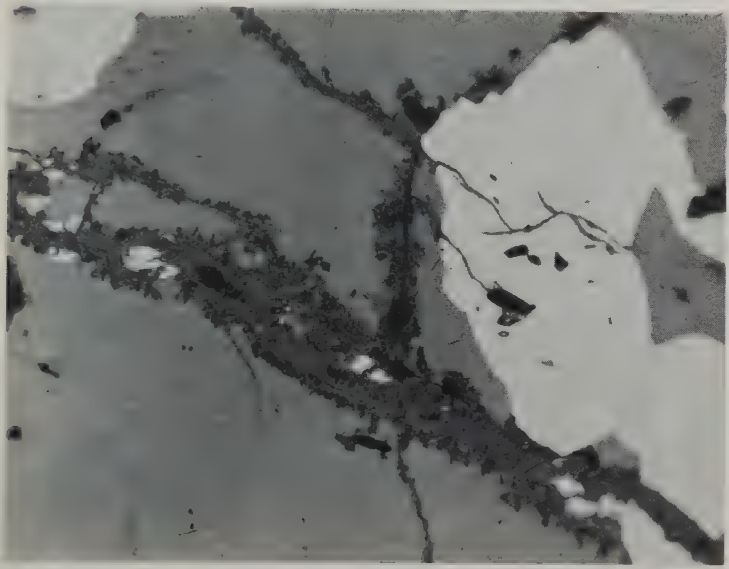


Foto N. E. Sundberg, Tekniska Högskolan, Stockholm.

Fig. 2. »Mutual boundaries» mellom kopperkis (hvit) og bornit (grå). Gjennomsettende årer av chalcocin og covellin, best utviklet i bornit. Ca 180 ×.
Mutual bounderies of chalcopyrite (white) and bornite (grey). Crosscutting veins of chalcocite and covellite, preferably in bornite. About 180 ×.

strukturene — »mutual bounderies» (fig. 2) — indikerer at de to koppermineraler er dannet omtrent samtidig. Hvis det er noen aldersforskjell er kobberkis yngst, idet den enkelte steder opptrer i små årer langs grensen mellom bornit og gang-mineraler, eller som små, orienterte inneslutninger i bornit, hvilket enten må bety exsolution eller replacement, fig. 3. Accessoriske mineraler: linnaeit i spredte, idiomorfe krystaller, melonit i ørsmå inneslutninger i bornit, samt blyglans i kopperkis.

Som fig. 2 viser, er i første rekke bornit, men også kopperkis, gjennomsatt av et nettverk av tynne årer bestående av chalcocin og covellin, i de største av dem finnes gjerne en sentral sone av limonit.

Lokalitet 2

Nede i en canyon-dal, ca 5 km N for ovennevnte lokalitet. Bergarten er en gul-brun sandstein, tildels breksjert. I breksjesonene finnes en svak impregnasjon av svovelkis og noen små klumper av kobberkis.

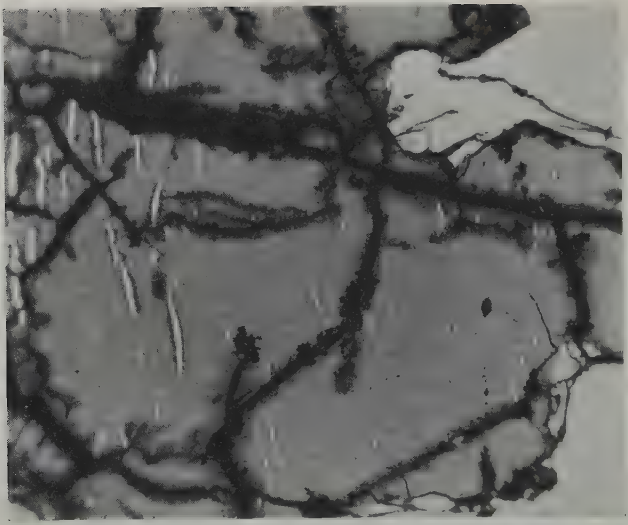


Foto N. E. Sundberg.

Fig. 3. Kopperkis og bornit, førstnevnte også som orienterte inneslutninger. Årer som i fig. 2. Ca 180 ×.
Chalcopyrite and bornite, the former also forming oriented intergrowth. Veins as in fig. 2. About 180 ×.

Den sistnevnte er vidtgående fortrengt av et nettverk av årer, bestående av: (innerst) malachit, dernest limonit, så chalcosin som har ett seg langt inn i kopperkisen og mange steder helt replasert den. Se fig. 4. Enkelte steder er kopperkis fortrengt av kvarts (sannsynligvis i form av chalcedon) chrysocolla og klorit. Chalcosin-krystallene är ikke homogene, de viser forskjellige fargetoninger mellom rosa og blått, og varierende anisotropi. Ved stor forstørrelse (fig. 5) sees krystallene å bestå av minst to forskjellige slag, intimt sammenvokset. Enkelte steder ser det også ut til å finnes en sekundær bornit i nesten like fin sammenvoksning med rhombisk chalcocin.

Disse omvandlingsfenomener av bornit og kopperkis er både i hovedtrekk og detaljer svært lik de forvitringsprosesser som fremkalles i koppermalmer ved surstoffrikt overflatevann i sydligere strøk. Sammenlign f. eks. figs 2 og 4 med figs 83a og 214 i Ramdohr (1950).

Den mineralogiske karakter av omvandlingene i de to norske lokaliteter indikerer at den nåværende overflate er skåret ned til den opprinnelige sementasjonssone. Imidlertid tyder den porøse karakter

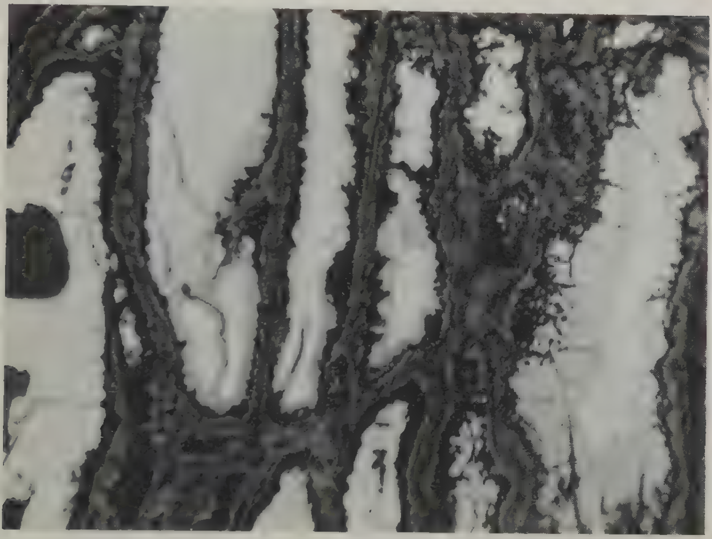


Foto N. E. Sundberg.

Fig. 4. Kopperkis (helt hvit) fortrengt av åre-nettverk av limonit, malachit, klorit, og chalcocin (lys gra). Den sistnevnte danner en uregelmessig sone nærmest kopperkisen. Ca 85 ×.

Veins of limonite, malachite, chlorite and chalcocite (light grey) replacing chalcopyrite (clear white). Chalcocite forms a zone of varying width around the core of chalcopyrite. About 85 ×.

av flere av de omgivende bergarter på at ihvertfall deler av den tidligere oksydasjonssone også er bevart. Dog kan den porøse karakter også tilskrives postglacial utlutning av karbonatmineraler.

Ifølge Magnusson (1953) finnes liknende malmtyper ved Nautanen-Liikavaara og Svappavaara i Norrbotten, og ved Sjangeli ved riksgrensen øst om Narvik.[1] Også der er bevart forvitringssoner med de samme mineraler som i de beskrevne lokaliteter på Finnmarksvidda.

Hva kan forklaringen være til at denne pre-glaciale forvitringssone er bevart i dette svensk-finsk-norske grenseområde. Det er fire muligheter:

1. Malmtypen er særlig sensitiv for forvitring, denne kan derfor ha gått dypere ned i disse forekomster enn i andre parageneser.
2. Isdekket har vært svært tynt — eller manglet — over området.

---

[1] Såvidt jeg forstår, er de først studert av Geijer (1918, 1924), men jeg har ikke hans avhandlinger forhånden her.

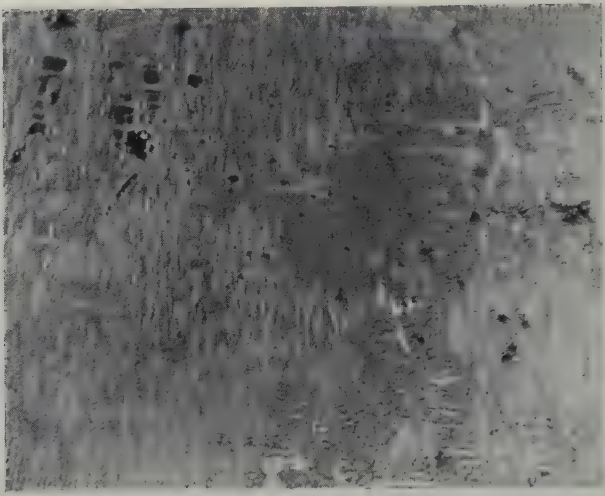


Foto N. E. Sundberg.

Fig. 5. Krystallografisk sammenvoksning av to arter chalcocin. Ca 390 ×.
Chrystallographic intergrowth of 2 varieties of chalcocite. About 390 ×.

3. Isen har ligger relativt rolig, og har derfor hatt liten eroderende kraft.

4. Malmene, med forvitringssoner, er ved tektoniske bevegelser (blokksenkning) brakt på dypere nivå, og dermed reddet fra hel erodering.

Jeg skal gi noen momenter til belysning av problemet på norsk side.

Ad 1. Chalcocin-covellin årene er vesentlig tykkere i bornit enn i kopperkis (fig. 2). Det er således mulig, at bornit-parageneser er mere sensitiv for forvitringsprosessene. På den annen side er svovelkis av stor betydning for dannelse av den svovelsyre, som ansees for å spille en meget aktiv rolle i prosessene (Buehler and Gottschalk, 1910). De svovelkis- eller magnetkisrike, kaledonske kistyper, f. eks. de nærliggende Birtavarremalmer, burde således være like sensitive.

Ad 2. I den øvre del av Reisavassdraget, også i umiddelbar nærhet av forekomstene, finnes store avspylte flater (spylevannsløp) som viser at det har vært stor vassføring under avsmeltningen. Forekomstene ligger relativt lavt, ca 300 m o h, tildels nede i dalsøkk. Birtavarreforekomstene ligger i 600—1 000 m høyde, for det meste oppe på høyplatået, bare 40—50 km nordvestenfor, og selv om nedbøren har vært større der, har isdekket neppe vært tykkere. I Birtavarre finnes ikke spor av noen oksydasjons- eller sementasjonssone.

Ad 3. Denne forklaring er mere sannsynlig, særlig for de forekomster som ligger østligst i Norrbotten, nær isdelet. Men såvel Sjangeli- som Finnmarksviddaforekomstene ligger nær det sterke fall mot fjordlandskapet i vest, og nær områder med stor nedbør, hvilket sikkert har influert på isens hastighet.

Ad 4. Som nevnt ligger de to beskrevne forekomster i en breksjesone, hvor blokkbevegelser nok har funnet sted. Ennu er ikke undersøkelsene kommet så langt at det kan sies noe om de relative bevegelser, og den tektoniske forklaring må foreløbig stå åpen. De fortsatte undersøkelser på norsk side vil forhåpenligtvis bidra til å klarlegge spørsmålet.

Jeg håper at svenske og finske kolleger, med sitt større kjennskap til både malmtyper og geologiske problem innenfor den karelske fjellkjede, vil kunne belyse spørsmålet.

Denne artikel er skrevet under et opphold i Tyrkiet, og jeg er Tryggve Eriksson takknemlig for henvisninger og kritikk.

Litteratur

Buehler, H. A., and Gottschalk, V. H. 1910, Oxidation of sulphides: Econ. Geol. vol. 25, pp. 557—580.
Geijer, P., 1918, Nautananområdet: S. G. U. Ser. C 283.
— 1924, Some Swedish occurrences of bornite and chalcocite: S. G. U. Ser. C 321.
Magnusson, N. H., 1953, Malmgeologi. Jernkontoret, Stockholm.
Ramdohr, P. 1950, Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin.

Anmälanden och kritiker

Om de geologiska förhållandena inom Utö-området

Av

NILS SUNDIUS

Nedanstående inlägg är föranlett av en nyligen utkommen uppsats av N. Pilava-Podgurski om Utö järnmalmsfält.[1] Det avser dock ej att innehålla en kritik eller diskussion av de resultat till vilka nämnda författare kommit, som utgöra ett värdefullt tillskott till kännedomen om området. Däremot anser jag tillfället lämpligt för några kompletterande ord angående vissa förhållanden inom fältet, berörande där befintlig urgranit och den regionala metamorfosen. De synpunkter, som jag vill framlägga äro av den art, att de knappast kunna utvinnas utan en mer omfattande rekognoscering inom skärgårdsleptitzonen än den som enbart omfattar Utö järnmalmsfält.

Holmquist utskiljde vid sin kartering en arealt ej obetydlig komplex av en grövre bergart, som han ansåg bestå av utfluten lava, som han kallade »porphyritic leptite» eller »metamorphosed lava», även »quarts-porphyry and tuffs». Han gjorde även den iakttagelsen, att bergarten innehåller brottstycken av leptit. Mot NO delar komplexen upp sig i tvenne, noga räknat tre smalare zoner. Ytterligare en i leptiten mot NO inskjutande mindre tunga och ett par mindre isolerade linser i leptiten äro utskiljda. Huvudzonerna i NO synas vara riktigt återgivna, däremot har jag sett för litet av den mera komplicerade avslutningen mot SV för att kunna yttra mig om gränsförhållandena därstädes.

Den som sett något mer av leptitbältet och dess omgivning norr om Utö, särskilt i området öster om Nämndö igenkänner emellertid i Utö-bergarten en förskiffrad gnejsgranit, en av dessa lager- och bandintrusioner, som äro så vanliga i leptiten och som ingå i urgranitens angreppstaktik mot leptiten. Graniten har i form av konkordanta lager sänt ut intrusioner i leptiten och på dylikt sätt lösgjort skivor av densamma, som omslutits av graniten och ytterligare attackerats av den. Dylika leptitskivor, större och mindre, anträffas i urgraniterna ända ut i havsbandet och vice versa finner man urgranitzoner i leptiten isolerade eller delvis kommunicerande med modermagman. På Ornö är hela leptitbältet sönderstyckat av urgraniten och i sin helhet kan leptitbältet betecknas som en stor, av urgraniten omsluten, mer eller mindre veckad och delvis av graniten uppspjälkad skiva med ett i stort sett isoklint mot öster stupande läge av lagren, brantare i söder än i norr. Granatgnejsens ursprungsbergart utgjordes av en femisk leptit av samma art som å Utö eller öster om Nämndö. Den av mig publicerade kartan över Stockholmstrakten torde lämna tillfyllest fog för att sagda intrusionstektonik haft regional utbredning även inom granatgnejsens leptit (jmf S. G. U., Ser. C, N:o 488, tavl. 1).

---

[1] S. G. U. Ser. C, N:o 541.

Däremot torde spår av utflutna lavor inom de femiska leptiterna ej hittills med säkerhet ha påvisats. Porfyriska strukturer äro sällsynta, men spår därav finnas dock. Bergarternas omkristallisation har i regel varit stark nog för att utplåna dem.

Om man inför denna korrektion för urgraniten å Utökartan skulle urgranitgränsen få ett avsevärt annat förlopp och större delen av leptiten öster och söder om kalk-järnmalmsfältet skulle vara lösgjort från sitt ursprungliga sammanhang genom urgranitintrusioner.

Holmquist betraktade den av honom som lava betecknade bergarten såsom härrörande från urgraniten. Mellan hans och min uppfattning föreligger sålunda blott en skillnad beträffande sättet och tiden för bergartens »mise en place», men geologiskt är skillnaden dock av betydelse.

Om Utö-leptiternas metamorfos. Utö-leptiterna kunna ej betecknas som svagt metamorfoserade. Inom den kalkförande zonen är visserligen kornstorleken relativt ringa — ett av många geologer funnet, ehuru ännu ej förklarat förhållande, att kalkstenen har en modifierande inverkan på korntillväxten under metamorfosen, varvid kemiska förändringar samtidigt dock kunna vara betydande. I övrigt äro leptiterna startk metamorfoserade, och även de såsom hälleflintor betecknade varieteterna från kalk-malm-zonen hålla ej måttet vid jämförelse med vad som i bergslagen utskiljts som hälleflinta, ej heller vid jämförelse med Runmarös hälleflintartade bergarter.

Då man följer skärgårdsleptiterna från norr, finner man, att metamorfosen och kornstorleken ökar mot söder. Vid Utö vidtager ett nytt drag — åtminstone är det föga synligt norr därom — nämligen en starkare skiffrighet under utveckling av ljus glimmer vid sidan av den vanliga biotiten. Kemiskt tager sig detta uttryck i en ökning av Al_2O_3-överskottet i bergarterna. Längre söder ut, på Ålö--Nåttarö, övergå leptiterna i en halvt slirgnejsartad glimmerskiffer. Då även gnejsgraniten i leptiten är likartat förändrad, måste det röra sig om en regional metamorfos, senare än urgranitintrusionen, i varje fall en fortsättning av de deformativa krafter, som orsakat urgranitintrusionerna. Den enhetligt mot öster riktade stängligheten hela vägen från Runmarötrakten söder ut tyder på att det varit en och samma deformationsprocess utmed hela kustbandet. Det nya som tillkommer å Utö, och som tenderat till att alstra glimmerskifferartade bergarter, måste under sådana förhållanden bero på speciella orsaker. Dessa äro icke att söka i bergarternas sammansättning, som torde ha varit likartad. Jag vill för min del framföra den tolkningen, att deformationen varit starkare med stress-inverkan och rörelse i bergarternas massa. Under dylika förhållanden blir glimmer det mineral, som gynnas på bekostnad av fältspat, och möjlighet uppkommer för en viss utlakning av alkalier. Man kan beteckna det som en selektiv mineralnybildning och därmed förknippad kemisk förändring. Fenomenet är i sak likartat med utbildandet av sericit- och kloritrika myloniter vid överskjutningar, ehuru bergartsombildningen här är mera lokal och har möjligheter till mera genomgripande förändringar.

Glimmerutbildningen är oregelbundet utbildad på Utö, starkare i vissa stråk, svagare i andra. Jag har ej i detalj studerat saken men man kan referera till Holmquists beskrivning och analyser[1] samt till det av mig sammanställda triangeldiagrammet i fig. 1, som visar Al_2O_3-överskottet i berg-

---

[1] G. F. F. 32: II, 1910, sid. 908.

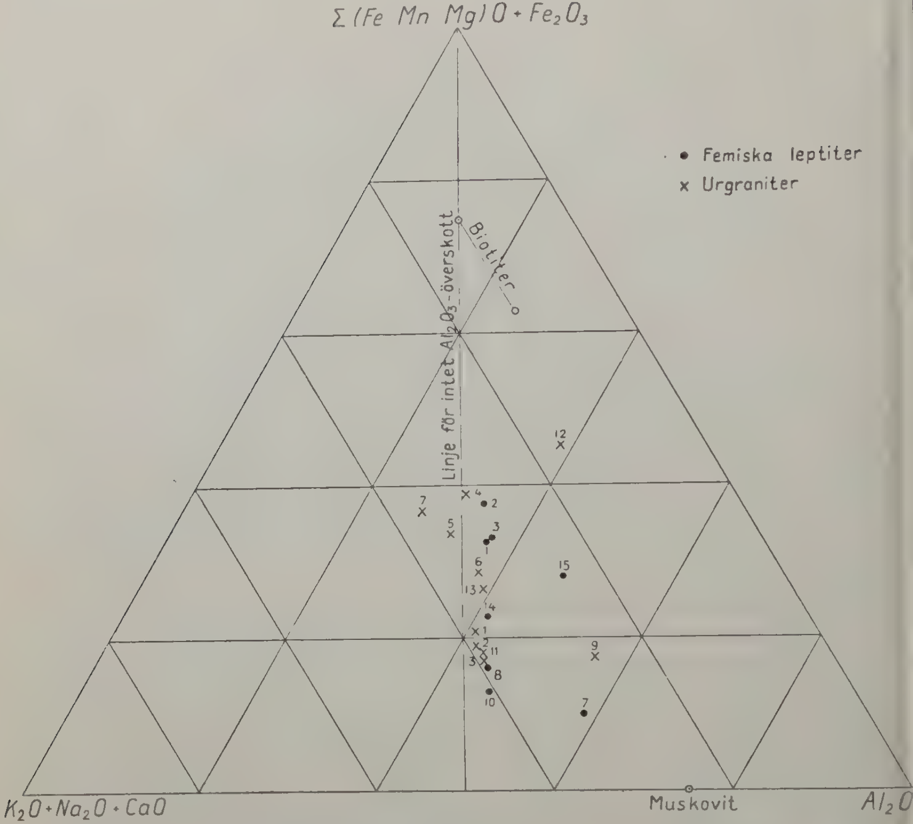


Fig. 1. Diagram utvisande mättningen av Al_2O_3. Den vertikala centrallinjen anger läget av punkter utan över- eller underskott av Al_2O_3. Punkter till vänster och höger därom angiva under- resp. överskott av Al_2O_3. Diagrammet avser molekularprocent.

arterna.[1] Av fem leptitanalyser (7, 8, 10, 14, 15) ha tre (8, 10, 14) måttliga Al_2O_3-överskott, ungefär samma som i leptiterna norr om Utö, medan 7 och 15 ha höga. Förglimringen har även träffat gnejsgraniten i leptiten. Av tvenne analyser, 9 och 11, har en, nr 11, ett ungefär normalt Al_2O_3-överskott, medan detta i 9 är lika stort som i de anförda två leptiterna (7 och 15). Av särskilt intresse i detta sammanhang är den s. k. blandade gången å ostkusten av ön N om St. Sillvik, vilken jag för min del vill uppfatta som en liten urgranitintrusion med granitporfyrisk karaktär. Dess huvudmassa utgöres av granitporfyr, som delvis är starkt förskiffrad (nr 12), delvis bättre bibehållen (nr 13). I den förra är Al_2O_3-överskottet mycket högt, i den senare är det ej större än vanligt i urgraniterna. Samtliga dessa förhållanden ha tidigare i korthet diskuterats i mitt arbete om »Femisk leptit och slirgnejs». Såsom där framhållet, sker en kvartsanrikning samtidigt med förglimringen.

---

[1] S. G. U., Ser. C, N:o 488, sid. 16—17.

Den uppfattning om Utö-leptiternas förglimring och de därvid skedda kemiska förändringarna, som jag har framfört, är ett resultat av rekognosceringarna längs leptitbältet. Det är emellertid av stort intresse, att Holmquist beträffande Utö-leptiterna kommit till den uppfattningen, att betydande kemiska förändringar i bergarterna kunna ske i samband med förskiffringen. Utgångspunkten synes ha varit den blandade gången vid Sillvik, och denna lämnar det mest ovedersägliga beviset därför. Ett flertal analyser från olika delar av den stora intrusiva gnejsgraniten skulle i förevarande sammanhang vara av stort intresse, men redan de förefintliga två analyserna tyda på samma sak som de från Sillviksgången.

Av Holmquist fördes senare den i Utö-arbetet föga berörda frågan om den kemiska förändringen vid förskiffring och mylonitisering över på ett större problem, granatgnejsens uppkomst. Såsom ursprungsmaterial för granatgnejsen tänkte han sig en granit med brottstycken av leptit, de senare dokumenterade i de talrika leptitresterna i gnejsen. Al_2O_3-överskottet i den senare tänkte sig Holmquist alstrat genom en förskiffrings- eller mylonitiseringsprocess av likartat slag som å Utö samt förelöpande slirgnejsbildningen.

Om jag i detta sammanhang skulle vilja göra en reservation beträffande Pilava-Podgurski's arbete, skulle det gälla användandet av termen »fyllit» för leptiterna i järnmalms-kalkstensstråket. Fyllit är en svagt metamorfoserad lera eller lerskiffer och ett motsvarande Al_2O_3-överskott torde icke finnas i Utö-leptiterna. Den anförda mineralsammansättningen, kvarts, fältspat och biotit inrymmer ej heller något sådant utan svarar närmast mot en i vissa fall kvartsrik, femisk leptit.

EMIL KRAUME: Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Monographien der Deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten 4. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Heft 18. Hannover 1955.

Det år 1955 utkomna arbetet över Rammelsberg ingår i den serie på 17 monografier över tyska bly- och zinkmalmsfyndigheter, som planerats av Lagerstättenausschuss der Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute i samarbete med de västtyska Geologische Landesanstalten.

I denna skrift, som omfattar 394 sidor, 117 illustrationer och 21 tabeller framlägga H. KRAUME och hans medarbetare sina undersökningsresultat och diskutera dessa med bakgrund mot åtskilliga tidigare publikationer om Rammelsberg. Litteraturförteckningen, som omfattar 237 skrifter om denna fyndighet, skrivna av 158 olika författare, ger en föreställning om diskussionens grundlighet. Det äldsta där upptagna arbetet är en redogörelse av UTTMAN tryckt 1565, alltså i det närmaste för 400 år sedan. De flesta kapitlen äro skrivna av E. KRAUME. I avsnittet om stratigrafi och tektonik har FR. DAHLGRÜN varit medförfattare och i avsnittet om sidostenens malmimpregnation A. WILKE. P. RAMDOHRS omfattande arbete »Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte» (i Geol. Jahrbuch 67, 1953, sid. 367—494) har avkortats till ett bidrag om malmparageneserna mineralogi och deras strukturer.

Den i närheten av Goslar befintliga fyndigheten ligger konkordant i Wissenbacher-skiffern och i nära grannskap till Harzområdets kristallina berggrund. Rammelsberg-fyndigheten innehåller olika malmtyper, som anrikats i två större malmlager (Altes och Neues Lager) och åtskilliga mindre linser. De båda lagerfyndigheterna ha i allmänhet en mäktighet av 15 resp. 10 m. Ställvis ha de dock utsatts för tektoniska sammanskjutningar och kunna i dessa fall bli upp till 50 m mäktiga. Dessa lagerbildningar som beroende på sammansättningen indelas i svavel-, koppar-, bly-, brun-(ZnS), eller gråmalm ($BaSO_4$) omfatta randiga och delvis starkt veckade (»gefältelte») finkorniga malmer.

En speciell malmtyp — det s. k. Melierterz — består av olika skikt med växelvis dominerande zink-, koppar- och blymalmshalt. Denna karakteristiskt bandade malm intar kvantitativt en underordnad ställning och förekommer främst inom Neues Lager.

Rammelsbergs kompakta malmer hålla 9 % Pb, 19 % Zn, 1 % Cu, 9 % Fe. 1.3 % Mn, 4 % CaO, 21 % S, 22—25 % $BaSO_4$ samt därjämte — i de bandade malmtyperna — skiffermaterial. Halten av mera sparsamt företrädda element är: 800 g/t Sb, 500 g/t As, 500 g/t Cd, 150 g/t Ag, 150 g/t CO, 70 g/t Bi, 50 g/t Sn, 40 g/t Hg, 20 g/t Ni, 20 g/t In, 10 g/t Te och 1 g/t Au. Dessa siffror variera inom vissa gränser beroende på huvudmalmens geokemiska relationer. Pyrit, kopparkis, zinkblände, blyglans och baryt utgöra fyndighetens huvudmineral, varjämte magnetkis, magnetit, arsenikkis, antimonfahlerz, bournonit, jamesonit, boulangerit, vismutglans, valleriit, cubanit, linneit, gudmundit, gedigen vismut och gediget guld förekomma accessoriskt. I malmlagrens yngre sprickor uppträda lateralsekretionell kalkspat, tungspat, zinkblände, blyglans, pyrit, fahlerz och kopparkis.

Under de 200 år som fyndighetens genetiska ställning varit föremål för tydningsförsök ha 56 författare förfäktat många skilda magmatiska, sedimentära och metasomatiska förklaringar. Dessa olika åsikter diskuteras mycket ingående (22 sid.) av E. KRAUME, som sedan på 34 sidor framför sina egna slutledningar. Här vänder han sig med vägande argument mot i synnerhet de epigenetiska hypoteserna och kommer liksom före honom bl. a. BERGEAT, ERDMANSDÖRFFER, FREBOLD och RAMDOHR till slutsatsen, att Rammelsberg-fyndigheten uppkommit syngenetiskt i submarin-hydrotermal miljö och sedan utsatts för kinetometamorf omvandling under variskiska orogenesen. Malmlinserna skulle således ha uppkommit syngenetiskt med skiffrarna i Devonhavets fördjupningar. Malmtillförseln skulle ha skett genom sprickor från en i djupet befintlig — okänd — magmahärd. Som bevis för vulkanisk verksamhet under ifrågavarande skede anför författaren de i Wissenbacher-skiffern inlagrade tuffhorisonterna.

Det ovan sagda får betraktas som en mycket summarisk översikt. På grund av utrymmesskäl kan man här ej ens tillnärmelsevis göra innehållet rättvisa. Utom de avsnitt, som befatta sig med fyndighetens och dess omgivnings petrografi, stratigrafi och tektonik, innehåller arbetet kapitel om malmernas geokemiska utforskning (21 sid.) samt om produktionsförhållandena — med data om gruvan och malmbrytningen, malmreserverna och rekognosceringsarbeten. Tyvärr saknas en modern tektonisk analys av fyndigheten (så t. ex. användes här ännu den tvådimensionella klyftrosen i stället för det numera allmänt vedertagna tredimensionella nätet). Det kinetometamorft deformerade Rammelsberg (med t. ex. Meggen i Westfalen som mindre kraftigt metamorfoserad motsvarighet) skulle säkerligen erbjuda ett givande arbetsfält för en gefügemetodisk undersökning. Detta gäller även malm-mineralens »Korngefüge», där RAMDOHRS bidrag realiter innebär en opposition mot H. SCHNEIDERHÖHNS så sent som 1941 (Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, sid. 265—266) manifesterade negativa inställning till användningen av gefügemetoder i malmgeologiskt arbete. Av arbetets vackra polerprovsfotografier äro de på textsidorna tryckta ibland tyvärr något otydliga. För att vidare nämna en detalj saknas enligt referentens uppfattning entydiga bevis för att de böjda strukturerna i alla faser kunna hänföras till postdiagenetiska rörelser (jfr t. ex. Pl. 17).

Slutligen kan nämnas, att några för Rammelsberg typiska drag (av såväl kemisk, strukturell som tektonisk art, liksom även då det gäller ytvulkanismen i fyndighetens geologiska miljö) i modifierad hög- och polymetamor dräkt kunna sparas i den svenska leptitformationens sulfidmalmsförekomster av t. ex. Falutyp.

Hans J. Koark

Geological history of the Netherlands. Explanation to the general geological map of the Netherlands on the scale of 1 : 200 000 by H. D. M. Burck, L. A. Ae. van Eerde, H. M. Harsveldt, S. van der Heide, J. D. De Jong, A. J. Pannekoek, J. H. van Voorthuysen, M. W. Ter Wee, W. H. Zagwijn and J. I. S. Zonneveld edited by A. J. Pannekoek. — 147 sid., 67 fig. i texten, 16 plansher med 24 fotografier. 'S-Gravenhage 1956. Pris Fl. 14.80.

En utmärkt handbok över Nederländernas geologi. Landets yta intages som bekant till allra största delen av kvartära bildningar. Inom ett område på västkusten träffas kvartärens underlag först på ett djup överstigande 600 m.

Äldre formationer, tertiär, mesozoikum och paleozoikum, träda i dagen endast inom helt små områden inom landets östra och sydligaste delar men äro för övrigt kända genom borrningar. Kambro-silur torde anstå längst i SV (Zeeland) under tertiär och krita på ett djup av något mindre än 500 m, men stupar brant mot NO. Om devon vet man föga. Möjligen kan ett tunt devonlager finnas på nederländskt territorium under karbon i södra Limburg. Karbon går i dagen på några få ställen i Limburg och är känt genom oljeborrningar i andra delar av landet. Perm, innehållande bl. a. stensalt, vars utvinnande planeras, har träffats genom borrningar.

De mesozoiska bildningarna, som ofta äga mycket stor mäktighet förefinnas på djupet inom nästan hela landet. Trias har samma utbildning som i Tyskland och innehåller förekomster av kalksten och stensalt, vilka äro föremål för brytning. De olika avdelningarna av jura och krita belysas rikligt med utbredningskartor och profiler, grundade på borrhål.

Tertiären vilar diskordant på mesozoikum och torde nå en mäktighet av mer än 1 000 m. Nederländerna tillhör i stort ett sänkningsområde, och inom större delen av landet fortgick sedimentationen ända till tertiärtidens slut, varför kvartären där underlagras av pliocen. Beträffande alla de nu nämnda formationerna från och med karbon lämnas utförliga redogörelser för stratigrafi, fossilfynd, förekomsten av nyttiga mineral och bergarter samt bibliografi.

Kvartären har naturligtvis erhållit det relativt största utrymmet i boken. Den under tertiärtiden rådande sänkningen fortgick med vissa avbrott under hela kvartärtiden och pågår alltjämt. Pleistocenen i Nederländerna innefattar en serie av växlande kallare och varmare perioder. Ett försök till parallellisering av dessa med Nordeuropa (enl. Woldstedt) och med Alpernas istider och interglacialtider ter sig på följande sätt.

Nederländerna	Nordeuropa	Alperna
Tubantian	Weichsel	Würm
Eemian	Eem	Riss-Würm intergl.
Drenthian	Saale	Riss
Needian	Holstein	Mindel-Riss intergl.
Taxandrian	Elster	Mindel
	Cromer	Günz-Mindel intergl.
	Weybourne	Günz
Tiglian	Tegelen	Donau-Günz intergl.
Praetiglian	Butley	Donau

Under interglacialtiderna avsattes i Nederländerna såväl fluviatila som marina sediment. Havsytan beräknas då ha stått högre än nu på grund av eustatisk stigning. Under glacialtiderna, då vattnet i stor utsträckning var bundet i landisarna, kommo även terrestriska bildningar till avsättning. Det är endast under Drenthian, som den skandinaviska isen nådde och delvis täckte Nederländerna samt efterlämnade ändmoräner (ice-pushed ridges) i landets mellersta och norra delar. Tubantian, då den nordiska landisens rand nådde Danmark och norra Tyskland, karakteriseras av kryoturbatiska fenomen, jordflytning och eoliska avlagringar. Senglacialen med dess underavdelningar: äldre Dryastid med Bølling-interstadial, Allerodtid och yngre Dryastid räknas jämväl till Tubantian.

Vid början av Holocen (= postglacial) inträdde snabb klimatförbättring, invandring av värmekrävande flora och eustatisk stigning av havsytan. Denna beräknas då ha legat 20 m lägre än nu. Under boreal tid rådde stark torvbildning i västra delen av landet. Torven överlagrades under atlantisk tid av brack- och saltvattenssediment. Då havsytans eustatiska stigning avstannat, bildades en första sandbarriär utanför kusten. Innanför denna, ställvis avbrutna lagunvall, avlagrades under den fortsatta isostatiska landsänkningen marin lera, fluviatila sediment, som avsattes av de stora floderna, och, huvudsakligen under subboreal tid, torv. Under subatlantisk tid gjorde sig marin transgression i skilda etapper allt mera gällande. Den första började omkr. 300 f. Kr., den andra omkr. 270 e. Kr. och den sista omkr. 1000 e. Kr. Den kvartära utvecklingen belyses av talrika kartor, profiler och pollendiagram.

Boken avslutas med ett kapitel om de tektoniska rörelserna under de olika orogeneserna, saltdomer och korta notiser om eruptiva bergarter, som nåtts genom borrningar.

R. Sandegren

H. Godwin: The history of the British flora. A factual basis for phytogeography. Cambridge University Press 1956. VIII + 384 sid., 119 textfig., 26 planscher, 1 tabell. Pris 90: — shillings.

Denna utomordentligt intressanta och värdefulla bok ger för de Brittiska öarna en modärn och synnerligen detaljerad framställning, som utgör en motsvarighet till den, som Gunnar Andersson på sin tid gav för vårt land genom »Svenska växtvärldens historia». Som motto tätter förf. ett citat av E. V. Wulff, 1943: »Biogeographical conclusions only find definitive confirmation when it is possible to base them on a geological foundation, which historical geology can alone provide.»

Uppslaget till detta arbete kom, då förf. jämte sin maka började tillämpa den pollenanalytiska metoden i Storbritannien. De två första kapitlen behandla arbetsmetoder och insamlandet av material. Undersökningsmaterialet utgöres såväl av fossila frön, frukter, blad, ved och träkol som pollen och sporer. Dateringen grundas på den pollenanalytiska zonindelningen med anknytning till fornfynd och C^{14}-metoden.

I kapitlen III och IV ges en översikt av de Brittiska öarnas kvartärgeologi: glaciala och interglaciala perioder samt den senglaciala och postglaciala utvecklingen med dess klimatförändringar enl. den Blytt-Sernanderska periodindelningen. Här beskrivas utförligt ett antal betydelsefulla lagerföljder med profiler och pollendiagram. Till detta kapitel höra kartor över sista nedisningens utbredning och fyndorter för glaciala och senglaciala växtlämningar samt över submarina torvlager.

Kapitlet V, »The plant record», omfattande 224 sidor, redogör för de i Storbritannien och Irland anträffade och bestämda fossila kärlväxterna, i allt mer än 700 arter (»Svenska växtvärldens historia» redovisar 141 sådana). För var och en av dessa arter anges fyndorter, fyndlagrens ålder samt vilka delar av växten fynden omfatta. För ett stort antal arter visas genom lätt överskådliga nycklar antalet fynd inom de olika perioderna, nämligen interglaciala perioder, sista nedisningens glacial samt, beträffande sen- och postglacialen, vederbörande pollenanalytiska zon enl. K. Jessen. Kartor visande nuvarande utbredning samt fossilfynd från olika huvudperioder lämnas för följande arter: *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Empetrum nigrum*, *Fagus*, *Najas flexilis*, *N. marina*, *Polemonium caeruleum*, *Potamogeton filiformis*, *P. filiformis* × *P. pectinatus*, *Salix herbacea*, *S. phylicifolia*, *Scheuchzeria palustris*, *Sparganium angustifolium*, *Subularia aquatica* och *Thalictrum alpinum*. En mängd avbildningar, teckningar och fotografier, av såväl makrofossil som pollen och sporer ingå i boken.

I kapitel VI ger förf. en sammanhängande framställning av den Brittiska florans förändringar allt från tertiärtiden genom de oilka interglacialtiderna, den sista nedisningen, senglacialen och postglacialen med dess värmetid och klimatförsämring. Detta kapitel är av särskilt intresse för nordiska geologer genom de många anknytningar och jämförelser förf. åter och åter gör med de resultat, vartill nordiska forskare kommit. Man får här följa florans invandring efter sista istiden och dess senare utveckling. Invandringen, jämväl av värmekrävande arter, ägde rum huvudsakligen redan under senglacial och allra äldsta delen av boreal tid, när de Brittiska öarna ännu stodo i förbindelse med Europas fastland. Nivåförändringarna och dessas isostatiska och eustatiska komponenter diskuteras ingående. Klimatutvecklingen visar många slående paralleller med den, som ägt rum i Norden och Nordvästeuropa i dess helhet, men även olikheter, orsakade av oceaniskt klimat och tidigt avbruten förbindelse med fastlandet. Särskilt beaktansvärt är påvisandet av människans ständigt ökande inverkan på den engelska växtvärldens utveckling allt ifrån yngre stenåldern och bronsåldern. Vidare har den omfattande torvmossbildningen under subatlantisk tid berövat fastmarksarterna växtplatser, främst i Irland och Skottland. Beträffande Irland bygger förf. huvudsakligen på K. Jessens, Farringtons och Mitchells arbeten, men ägnar en intressant, särskild diskussion åt olikheterna i utvecklingen på Irland och i Storbritannien.

Enfyllig litteraturförteckning, register och en bestämningstabell för fossil ved avsluta boken.

Godwin har haft utmärkta föregångare i sitt eget land, främst kanske C. Reid, och har själv bakom sig en lång rad värdefulla skrifter, men man måste hysa stor beundran och tacksamhet inför det arbete han presterat i och med denna bok. När man genomläst densamma, känner man en stark önskan, att det skulle framträda en forskare, som ville ge ett likartat, modärnt standardverk över Sveriges och de övriga nordiska ländernas kvartärhistoria.

R. Sandegren.

Mötet den 1 november 1956

Närvarande 55 personer.

Ordföranden hr Collini, öppnade mötet med följande ord:

Den 19 oktober avled bergsingenjör Folke Kihlstedt i Maryland, U. S. A. Han var född 1901 i Örebro, blev student där 1919 och utexaminerades som bergsingenjör från Tekniska högskolan 1924 samt anställdes året därpå vid AB Elektrisk Malmletning och utförde för dess räkning en rad uppdrag. Åren 1935—45 var han gruvchef i ett amerikanskt företag på Filipinerna. Vid krigsslutet etablerade han sig som konsulterande ingenjör i New York. Han fick därvid i uppdrag att handha United States Steel Corporations malmletningar i Venezuela, där han upptäckte den rika järnmalmsfyndigheten Cerro Bolivar, grundvalen till en ny järnindustri på Amerikas östkust, Orinoco Mining Co. Som chef för företagets undersökningar och den tekniska utbyggnaden av gruvan förflyttades Kihlstedt till New York. Han angreps för något år sedan av en leversjukdom, som han ådragit sig under vistelsen i tropikerna, och som ändade hans liv. Vår förening tillhörde han sedan år 1923.

Den 24 oktober avled lektor Kurt Molin i Örebro. Han var född 1891 i Västra Sallerup i Malmöhus län, avlade studentexamen i Göteborg 1910 och blev vid Uppsala universitet fil. mag. 1914, fil. lic. 1917 och fil. dr 1927. Åren 1918—19 var han tf. professor i fysik vid Norges tekniska högskola i Trondheim samt 1919—20 docent i detta ämne där. Därefter var Molin lektor i fysik och mekanik vid Tekniska gymnasiet i Örebro och åren 1928—45 föreståndare för Örebro rundradiostation. Åren 1928—42 var han ledare för Sveriges geologiska undersöknings magnetiska uppmätning av Sveriges fastland; resultaten har han redovisat i det stora av Vetenskapsakademien 1943 prisbelönta verket »A general earth magnetic investigation of Sweden, 1928—1934. S. G. U. Ser. Ca, N:o 25, 29, 33 och 34. Därjämte har han bearbetat de av den svenska sydpolsexpeditionen 1901—03 gjorda mätningarna över jordmagnetismen. Vår förening tillhörde han sedan år 1934.

Jag lyser frid över de bortgångnas minne.

Styrelsen har till ledamöter i föreningen invalt fil. stud. Björn Berglund, Lund, föreslagen av hr Tage Nilsson, amanuens Einar Jacobson, Lund, föreslagen av hr Hjelmqvist, samt mag. scient. Poul Graff-Petersen, Köpenhamn, föreslagen av hrr Collini och Åhman.

Hr N. H. Magnusson lämnade ett meddelande: Från Geologkongressens förhandlingar i Mexico City. Med anledning härav yttrade sig hrr Asklund, Gavelin, F. E. Wickman och föredragshållaren.

Hr P. H. Lundegårdh höll ett med färg- och skioptikonbilder rikt illustrerat föredrag om: Berggrunden i Gävleborgs län.

Sveriges geologiska undersökning har med föredr. som arbetsledare igångsatt en översiktskartering för, i första hand, jubileumskartan 1958 över Sveriges berggrund. Sedermera skall en mera detaljerad karta i skala 1 : 200 000 eller 1 : 300 000 sammanställas, åtföljd av beskrivning (S. G. U., Ser. Ca). Detaljkartering i skalan 1 : 100 000 har redan utförts från kartbladet Gävle i söder till Medelpadsgränsen i norr.

En del av det i föredraget behandlade arbetsområdet har beskrivits i en uppsats i G. F. F. (band 78, häfte 2). Läsaren får redan i denna uppsats en bild av byggnadstenarna i länets mellersta och norra delar —leptit-hälleflintseriens bergarter; sedimentbergarter, porfyriter och delvis spilitiska ytgrönstenar ('Bottnium'); djupgrönstenar; primorogena graniter, mestadels grovt mikroklinporfyriska (Ljusnegraniter); ådergnejser, oftast granatförande; serorogen, eller palingen, granit med pegmatit. I norra Hälsingland fogar sig Åsbydiabas, Dellenandesit och, sannolikt, något jotnisk sandsten (Hogland, Dellen) till det sålunda skisserade bergartsspektret.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr von Eckermann, Asklund, Gavelin, N. H. Magnusson och föredragshållaren.

Hr Asklund ville i likhet med den föregående talaren gärna lyckönska föredr. till hans resultat, i synnerhet med hänsyn till den korta tid, som stått till hans förfogande vid översiktskarteringen. Den företedda preliminära länskartan har så långt tal. kunnat iakttaga icke någon särskild beteckning för kustområdets granatgnejser. I dessa spela granitiska bergarter, hur man än vill tolka dem, en framträdande roll ända från området N intill Gävle och upp till Medelpadsgränsen för att över Ångermanland fortsätta in i Västerbotten. Detta är Norrlands »kustgnejs», som ju står i stor motsats till den mera komplicerade leptit-urgranitterrängen i södra Gästrikland. På den kommande berggrundskartan över Sverige får naturligen icke ett så betydelsefullt regionalgeologiskt drag saknas, varför tal. menade att föredr. måste ha en beteckning därför.

Synpunkten att Kramsta titan-vanadin-järnmalmsförekomst på grund av bristande geokemisk krom-nickelhalt skulle disponera en tolkning som regenererade sedimentära malmer och grönsten kunde tal. icke ansluta sig till. Det är väl snarast så att grönstensbergartens sammansättning motsvarar en pyroxengabbro, övervägande olivinfattig eller olivinfri, snarast en gabbro av noritisk typ. Såsom föredr. vid sina geokemiska utredningar visat, bruka dessa ej hålla någon framträdande krom-nickelhalt. Troligen vore också förhållandet analogt med de talrika noritiska gabbror, som förekomma längre söderut, t. ex. på kartbladet Möklinta. De olivinrika gabbrorna däremot,

t. ex. den av tal. från Bårsjön i »Möklinta» beskrivna peridotitiska gabbron, ha en markerad geokemisk kromhalt. Tal. ansåg det sannolikt, att kromhaltiga olivinstensderivat borde kunna uppspåras i de grönstensmassiv, som ha samband med titanjärnmalmsförekomsterna i Hälsingland och därmed styrka bergarternas primära karaktär. Även när det gäller de stora ögongnejsgranitområdena i mellersta Hälsingland hoppades tal. i anledning av föredr:s tveksamhet, att åtminstone en väsentlig del skola få bli kvar som »primär»-graniter.

Föredr. påpekade, att särskild beteckning för granatförande gnejsgranit — brun bottenfärg med violetta prickar — förekommer på den redan färdigställda delen av berggrundskartan över Gävleborgs län, men att prickarna tyvärr icke framträder pa den under föredraget visade färgljusbilden av den förminskade kartan. Den rena granatgnejsen med sedimentärt ursprung (vanligen en ådergnejs) har erhallit orange grundfärg med violetta prickar. Detta är den ledande typen av granatförande bergarter i den nu detaljkarterade kustzonen fran Hillevik i söder till Medelpadsgränsen i norr.

Vad Kramsta och besläktade titanjärnförande gabbroförekomster beträffar, sammanfaller de av hr Asklund framförda synpunkterna med den geokemiska uppfattning, som jag i flera skrifter gjort mig till tolk för vid studiet av basisk magmatisk differentiation. Varför jag kommit att tveka inför tillämpningen av de normala eruptiva elementfördelningsreglerna på Kramsta och besläktade förekomster är främst beroende av den totala bristen på metaperidotiter och liknande ultrabasiska gabbrobergarter med hög kromhalt i norra Hälsingland. Jag vill dock icke förneka, att sådana förstdifferentiat kan uppträda på större djup och att Kramstagabbron sålunda skulle utgöra resultatet av en kristallisation ur en på krom utarmad sekundär- eller 'dotter'-magma. Bland paralleller kan här anföras Grovstanäsmassivets kromfattiga gabbro i Roslagen.

Vid mötet utdelades N:o 486 av Förhandlingarna.

Mötet den 6 december 1956

Närvarande 60 personer.

Ordföranden, hr Collini, öppnade mötet och meddelade, att hr H. von Eckermann uppvaktats med telegram på sin 70-årsdag den 5 november. Tackskrivelse har ingått.

Till nya ledamöter i Föreningen har styrelsen invalt Ingenjör Åke Alskär, Bandhagen, föreslagen av hr Lundegårdh, Dr phil. Ernst H. Weiss, Bolidens Gruv AB, föreslagen av hrr F. Kautsky och O. Meier, Ingenjör Lennart Lager, Svenska Diamantbergborrnings AB, föreslagen av hrr Meier och S. Petersson, Tjänsteman Bertil Eckerman, Svenska Diamantbergborrnings AB, föreslagen av hrr Meier och S. Petersson.

Föreningen beslöt att för bestridande av utgifter för tryckning och expenser för Nordiska Geologmötet år 1958 lämna dess organisationskommitté ett lån på 1000 kr. att uttagas under detta och två nästföljande budgetår.

Förrättades val av styrelse och revisorer för år 1957, varvid utsågos:
till ordförande hr F. Brotzen,
till sekreterare hr E. Åhman,
till redaktör för Förhandlingarna hr P. H. Lundegårdh,
till skattmästare hr O. Gabrielson,
till övriga ledamöter av styrelsen hrr B. Collini och E. Fromm.

Till revisorer att granska 1956 års förvaltning utsågos hrr J. Lundqvist och B. Dahlman med hr B. Järnefors som suppleant.

Efter en diskussion, i vilken hrr Asklund, Dahlman, Järnefors, Lundegårdh, E. Norin, R. Sandegren och F. E. Wickman deltogo, beslöt Föreningen att redaktören till sitt förfogande skall ha en redaktionskommitté om 3 ledamöter. Till dessa utsågos hrr W. Larsson, P. Thorslund och E. Fromm.

Överlämnade ordföranden ordet till hrr F. Brotzen och J. Lundqvist, vilka var för sig med hjälp av förträffliga färgbilder talade över ämnet: Glimtar från exkursioner och förhandlingar vid den Internationella Geologkongressen i Mexico.

F. **Brotzen** har lämnat följande referat.

Årets internationella geologkongress, som hölls i början av september i Mexico City, var som väntat till stor del en amerikansk företeelse, där nord-, syd- och mellanamerikaner dominerade. Det var mer än 3 000 deltagare, och det blir omöjligt att referera allt om hela kongressen, dess förhandlingar och beslut.

För mig började kongressen med en exkursion från Mexico City i mer eller mindre direkt östlig riktning mot Atlantkusten. Exkursionen skulle visa det centrala och vulkaniska höglandet, den mesozoiska lagerföljden vid höglandets sluttningar och hur den successivt blir överlagrad av tertiära och recenta sediment i riktning mot öster. Målet för exkursionen var oljedistrikten kring Poza Rica.

Resan gick från Mexico City i början norr ut genom Mexicodalen tills man vid Pachuca nådde bergkransen som begränsar slätten. Högslätten, på c:a 2 000 meters höjd. är till största delen byggd av mesozoiska —vulkaniska bergarter. Bergen, som vi passerade norr om högslätten, hör till yngre och yngsta tertiären. Pachuca är ett av de äldsta silverområdena, det har sedan 400 år producerat 30 000 ton rent silver och 4 000 ton guld. Metallerna förekomma i gångar i ungtertiära bergarter, som andesit och basalter. Man kan förstå att det var nödvändigt att bygga mer än 2 000 kilometer underjordiska gångar för att få upp denna jätteproduktion. Nu för tiden är produktionen så dålig, att staten var tvungen att överta gruvorna och driva dessa med underskott för att rädda befolkningen.

Från Pachuca gick exkursionen mot öster, och fortfarande uppträdde unga bergarter, delvis av ungt kvartär-vulkaniskt ursprung. Efter c:a 100 kilometers resa hade vi nått resans högsta punkt på c:a 2 700 meters höjd. En perfekt vulkankägla med en cylindrisk krater skymtade vid horisonten. I stället för de vulkaniska bergarterna uppträdde kring staden Hauchinango en serie av sedimentära skikt, som började med starkt veckade jurassiska kalk- och sandstenar, den äldsta delen av lagerserien. Däröver följde övre krita, vars stratigrafi studerats huvudsakligen genom foraminiferer. Denna del av profilen var för mig särskilt intressant därför att jag hade sysslat med dess foraminiferer sedan 1936. Här hade jag tillfälle att studera Mendez och San Philippe formationen, som jag en gång i tiden hade försökt att jämföra med våra svenska kritbildningar (Brotzen 1936). Sent på kvällen passerade vi staden Poza Rica och därifrån var det ännu några kilometer till den lilla byn Tecolutla vid stranden av Atlanten som blev vårt huvudkvarter.

Fyra dagars uppehåll i Poza Ricas oljedistrikt var ägnat oljegeologin. Distriktet producerar 70 % av all olja i Mexico, alltså betydligt mer än det välbekanta området i norr vid Tampiko eller vid Vera Cruzområdet i söder. 34 borrmaskiner är nu i gång av vilka 9 är reserverade för prospektionsarbeten. De första oljespåren fann man redan på 1880-talet och produktionen kom i gång 1902. Det centrala Poza Rica fältet upptäcktes 1923 genom en gravimetrisk undersökning och produktionen kom i gång 1930. 1938 när oljeindustrin blev mexikanska statens egendom fanns där bara 19 borrhål. I dag har man gjort 332 borrhål och ett område på 8 000 hektar är undersökt. Lagerföljden räcker från övre miocen ner till början av underkritan och den produktiva horisonten ligger i kritan på c:a 2 000 meters djup. Enbart det centrala fältet har hittills producerat över 103 miljoner ton olja och 22 miljarder m^3 gas. Dess nuvarande produktion uppgår till c:a 13 000 m^3 om dagen.

I de andra fälten i närheten ligger oljan djupare, ända upp till 3 600 meters djup. Deras stratigrafiska nivå växlar, men deras sammanlagda produktion är mindre än i de centrala Poza Rica fälten.

Man visade geologiska formationer i grävningar, borrningar, undersökningar i borrhål och gastryck. I programmet ingick även besök vid fördelnings- och pumpstationer, raffinaderier och svavelverk.

På hemvägen från Poza Rica till Mexico studerades flysch och molass sediment av äldre tertiär och deras kontakt med kritan. Sedimentserien växer här från några och 50 meter i kusttrakten upp till flera tusen meters tjocklek i flyschområdet. Naturligtvis var här rätta platsen att diskutera gränsen mellan krita och tertiär och korrelationen till vår Danien.

Jag hade vid kongressen i Mexico beslutat följa sektionen för mikropaleontologi och symposion för world wide correlation of the Cretaceous. Dessutom följde jag en allmän diskussion över den principiella byggnaden av det oljerika Middle East området. Jag började som förste föredragshållare i ovannämnda symposion med »Correlation problems of the Danian». Bortsett från gränsdragningen i början och slutet av kritsystemet visade diskussionen en mycket enhetlig uppfattning om korrelationen över mycket långa distanser. I stort sett var diskussionen inom symposion starkt tidsbegränsad. Enstaka forskare framlade mest de lokala förhållandena och lämnade så med ett rikt material för bearbetning av en »world wide» korrelation. Diskussionen efter mitt föredrag gällde i första hand frågan om Danienet skulle räknas till krita eller tertiär, däremot var man ganska ense om mitt korrelationsschema där Medelhavets gränssediment mellan krita och tertiär samt motsvarande lager i Amerika kunde jämföras med vårt Danien. Denna diskussion fick sin fortsättning i samband med Troelsens (Köpenhamn) föredrag om »Some planktonic foraminifera of the type Danian and their stratigraphic importance» i mikropaleontologiska sektionen. Denna sektion hade reserverat en hel förmiddag för problemet om Daniens ställning i systemet. Troelsen och jag lade fram uppfattningen att Danienet måste räknas till kritan. Enligt min åsikt med den inskränkningen att man kan placera Danien enbart på grund av faunan såväl i tertiären som i kritan. För mig är det endast en traditionssak att jag fortfarande räknar det till kritan. I den stora diskussionen om Danienets ställning använde Troelsen uttrycket typregion i stället för typlokalitet och betraktade även Danienblottningarna i Skåne såsom tillhörande typregionen. Det visade sig att Limhamn nära Malmö visar den mest fullständiga profilen av Danien i Danmark och Sverige. Vid diskussionen om Daniens utbildning i typregionen utgick vi från förhållanden vid Limhamn, där profilen börjar i översta skrivkritan och slutar i undre delen av övre Danien. Genom en borrning i Klagshamns gamla brott är det möjligt att korrelera Limhamnsbrottet med Klagshamnsbrottet och på så sätt erhåller man en fullständig profil genom hela Danien mellan skrivkritan och den paleocena transgressionen. Utgående från färgfotografier från Limhamns kalkbrott svarade Troelsen och jag på frågor enligt ett uppställt program. Frågorna berörde: stratigrafien, fossilgrupperna, facies, bergarter samt slutligen korrelationen av Danien. Den danske representanten och jag hade kommit till fullkomligt samma resultat om Daniens ställning och stratigrafi och hela diskussionen med tjugo aktiva deltagare och fyrtio åhörare försiggick i en vänskaplig och positiv anda. På grund av de redan 1890 framförda åsikterna från Grossouve att i Danien saknas amoniter, belemniter och andra typiska kritfossil, önskade den största delen av de utländska bearbetarna betrakta Danien som den djupaste tertiären. Vid diskussionen framkom, att typlokaliteterna såväl för den högsta kritetagen, maastrichtien, som den djupaste tertiären, montien, icke är säkert fixerade och att man först nu påbörjat en revision av maastrichtien vid Maastricht, men ännu inte av montien vid Mons. I bägge fallen är de stratigrafiska och faunistiska förhållandena mycket omdiskuterade och särskilt resultaten beträffande montien skall framläggas vid nästa världskongress.

En del av de övriga ämnena inom den mikropaleontologiska sektionen hade särskilt intresse för våra forskningsuppgifter i Sverige. Därtill hörde bl. a. en diskussion om den kvantitativa analysen av globigerinaslammet. Föredraget hölls av M. Black från Cambridge. Black undersökte kvantitativt globigerinaslammets fraktioner och fick olika maxima vid olika storlekar, sålunda fanns atminstone fyra maxima som låg över 0,1 mm som till största delen bestod av foraminiferskal. Men under 0,1 mm ned till tiondelar av en μ fanns ytterligare en del maxima bland dem ett som låg närmare 0,1 mm och bestod av små globigeriner som var fullt utvecklade och knappast kunde betraktas som yngel, som man vid vanliga undersökningar ej tar reda på. De ännu finare fraktionerna innehöll coccoliter och rhabedoliter. Av särskilt intresse var, att det förekom ett maximum mellan fraktionerna med foraminiferer och coccoliter, som innehöll nästan uteslutande taggar av globigeriner. Nedbrytning av strukturen kunde observeras endast i de finaste fraktionerna, men även där visade fossilen frapperande nog väl bevarade detaljer och bara de allra finaste strukturerna hos små coccoliter visade angrepp av kemiska lösningar. En större del av coccoliterna var mekaniskt söndersmulade innan de kunde utsättas för lösningsfenomenen. Föredragets värde låg i första hand i diskussionen om lösningen av globigerinerna vid sedimentation, d. v. s. problem som var föremål för sedimentundersökningar av svenska oceanexpeditionen. Jag vill här bara antyda, att under inflytande av Blacks föredrag påbörjade jag undersökningar inom vårt skrivkritsediment, som visar liknande förhållanden i de finare fraktionerna, som de av Black demonstrerade vid kongressen.

Ett annat föredrag av större betydelse höll professor Bandy om undersökningar över foraminifer-ekologi på olika djup i havet vid Mexicos västkust. Foraminiferfaunan visar på olika djup regelbundna förändringar. Liknande bilder, fast i omvänd ordning, känner vi till från våra kvartärsediment, där i början vattnet var mycket kallt och så småningom uppvärmdes i betydligt grundare vatten.

Av allmänt intresse var ett föredrag av dr Krutzsch som berättade om en undersökning av mikroskopiska växtrester huvudsakligen sporer och pollen, i en lagerföljd från juran till tertiären i Tyskland. Vid denna undersökning hade man inte försökt att bestämma och namnge fossilerna utan att få karaktäristiska bilder av mikrofloran och därigenom erhålla ett användbart schema för stratigrafien.

Stödd på materialet av svenska kritbergarter lade Lowenstam från California Institut of Techniology fram resultaten av syreisotopundersökningar och dess betydelse för temperaturen under sedimentens bildning. Sålunda kunde han påvisa, att havstemperaturen steg från undre kritan intill undre delen av övre kritan; senare avtog årsmedeltemperaturen. Samtidigt visade det sig att under en och samma period avtog temperaturen i riktning från Medelhavet mot Skandinavien. Under krittiden existerade alltså ett varmare ekvatorialklimat och ett kallare polarklimat. I diskussionen påpekades, att man kan anta att vi här i Skandinavien åter hade ett temperaturmaximum vid slutskedet av skrivkritan som fortsatte under Danienperioden. I ett föredrag av madame Robless kunde påvisas, att även från det tropiska Amerika i riktning mot sydligaste delen av Sydamerika kritfaunans karaktär ändrar sig på samma sätt som i norr. Således kan man utgå från att under krittiden existerade en bipolär ändring av klimatet.

Vid sidan av förhandlingarna hade man ordnat en mindre utställning av kartor och stuffer från Mexico och andra länder. Ryssarna hade en specialutställning av sina publikationer. Intresset för ryska böcker blev särskilt stort då ryssarna förklarade, att de var beredda att till fackmän skicka alla böcker dessa var intresserade av och öppnade en stor liggare där var och en fick anteckna sina fromma önskemål.

Med anledning av föredragen yttrade sig hrr Looström och J. Lundqvist.

Vid den därpå följande supén å Restaurant Metropols festvåning förevisade hr F. Brotzen en under kongressresan upptagen färgfilm. Hr Collini avtackade den avgående redaktören, hr Sandegren, vilken under ej mindre än 17 år redigerat Föreningens Förhandlingar. Hr Sandegren frambar Föreningens tack till den avgående ordföranden.

Geolognytt

Till docent i petrografi har utnämnts dr phil. fil. lic. Hans Koark vid Mineralogisk-geologiska institutionen i Uppsala och till docent i historisk geologi och paleontologi fil. lic. Valdar Jaanusson vid Paleontologiska institutionen i Uppsala.

International Union of Crystallography håller sin Fjärde Generalförsamling och International Congress i Montreal 10—17 juli 1957. Närmare upplysningar lämnas av prof. F. E. Wickman, Riksmuseets Mineralogiska Avdelning, Stockholm 50.

Unionen har med stöd av Unesco upprättat ett register över tillverkare av kristallografiska instrument i hela världen. Den 24-sidiga broschyren kan erhållas genom att 10 öre i frimärken insändes till prof. Wickman.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING.

Anm. U efter titeln utmärker uppsats.
N » » » notis.
RF » » » referat av hållet föredrag.
F » » » hållet föredrag.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers vetenskapliga innehåll.

Uppsatser, notiser, föredrag m. m.

Sid.
Andersson, E.: Om oxalatmetoder och deras användning vid markstudier. RF 552
Andersson, J. G.: E. T. Nyström och Kinas järnmalmer. U 347
Andersson, L.-H. and Lindqvist, B.: Some experiments on the interaction between Feldspars and salt solutions. U 459
Asklund, B.: Yttrande m. anl. av B. Collinis föredrag om the origin and formation of the Fennoscandian Quarternary clays 535
— Yttrande m. anl. av G. Kautskys föredrag om Skelleftefältets stratigrafi och geologiska historia 569
— Yttrande m. anl. av P. H. Lundegårdhs föredrag om berggrunden i Gävleborgs län 676
— Referat 580, 598
Bohlin, B.: Referat 600
Brotzen, F.: Glimtar från exkursioner och förhandlingar vid den internationella geologkongressen i Mexico. RF 678
Brotzen, O.: Kopparmineraliseringen i N. Rhodesia och Katanga. F 352
Byström, A. M.: Yttrande m. anl. av B. Collinis föredrag om the origin and formation of the Fennoscandian Quaternary clays 536
— Harmotome penetration of a scapolite partly altered to argillic material in Ultevis, North Sweden. U 645
Caldenius, C.: Yttrande med anl. av E. Hult De Geers föredrag om nydatering av svenska issjöar 351
Collini, B.: Minnesord över A. Köhler. RF 181
— Minnesord över P. W. Abenius. RF 350
— On the origin and formation of the Fennoscandian Quaternary clays. RF 528
— Yttrande m. anl. av ovanstående föredrag 535, 536
— Minnesord över R. Ruedemann, H. Väyrynen, Th. Dahlblom, K. Sidenvall och P. A. Jonson. RF 576
— Minnesord över F. Kihlstedt och K. Molin. RF 675
Danielsson, A.: Några synpunkter på användningen av Norelco-diffraktometern för kvalitativa fasbestämningar. RF 131
De Geer, E. Hult: Nydatering av svenska issjöar samt Alleröd-Böllingtermalerna. RF 351
— Yttrande med anl. av ovanstående föredrag. 352
— Den svenska tidskalan, dess karaktär och planetariska utveckling. F 577

Sid.
Du Rietz, T.: The content of chromium and nickel in the Caledonian ultrabasic rocks of Sweden. U 233
von Eckermann, H. and Wickman, F. E.: A preliminary determination of the maximum age of the Alnö rocks. U 122
Eklund, J.: Yttrande m. anl. av G. Kautskys föredrag om Skelleftefältets stratigrafi och geologiska historia 571
Exkursion till Uppsalaområdet 10 maj 1956. U 573
Fredén, S.: Några undersökningar över snabbmetoder för bestämning av lerors flytgräns. RF 143
Fromm, E.: Referat 609
Gabrielson, O., Referat 591
Gavelin, S.: Referat 175
Geijer, P.: Till belysning av den sfärolitiska järnkiseln från Långban. N 561
Gillberg, G.: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon II. U 187
— Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon III. U 357
Gjelsvik, T.: Pre-glaciale forvitringsfenomener i kopperforekomster i den sydvestlige del av Finnmarksvidda. U 659
Granar, L.: Dating of recent fluvial sediments from the estuary of the Ångerman river. U 654
Hagerman, T.: Yttrande m. anl. av B. Collinis föredrag om the origin and formation of the Fennoscandian Quaternary clays 535
Hessland, I.: Referat 600
Holtedahl, O.: Grensen mellom Trondhjemsfeltet og sparagmittområdet i sydøst. U 177
Jasmund, K.: Erfahrungen bei röntgenographischen Untersuchungen von Tonmineralen mit einer Guinier-Kamera. U 156
Järnefors, B.: Isrecessionen inom Uppsalaområdet. U 301
Kautsky, G.: Skelleftefältets stratigrafi och geologiska historia. RF 569
— Yttrande m. anl. av ovanstående föredrag 571
— Referat 567
Koark, H. J.: Referat 669
Köster, E.: Aufbau und Sedimentationsrhythmen der Kågerödformation in der Bohrung Klappe im nordwestlichen Schonen. U 463
Landergren, S.: Referat 589
Lindqvist, B.: Se Andersson, L.-H. and Lindqvist, B.
Ljunggren, P.: Complete and incomplete granitizations. U 642
Lotse, E.: Se Wiklander, L. m. fl.
Lundegårdh, P. H.: Något om malmers inverkan på moränens finmaterial. U. 97
— Hamrångesynklinalens ytbergarter och deras metasomatiska omvandling. U .. 329
— Berggrunden i Gävleborgs län. RF 676
— Yttrande m. anl. av ovanstående föredrag 677
— Referat 345
Lundqvist, G.: Referat 346, 607, 612
Lundqvist, J.: Glimtar från exkursioner och förhandlingar vid den internationella geologkongressen i Mexico. F 678
— Referat 346, 586, 606, 610, 611
Mackenzie, R. C.: The use of differential thermal analysis in soil-clay mineralogy. RF 130
— Differential thermal analysis and its use in soil-clay mineralogy. U 508
— Some unsolved problems in clay mineralogy. RF 558

Sid.
Magnusson, N. H.: Sveriges Geologiska Undersökning i näringslivets tjänst. F 350
— Från Geologkongressens förhandlingar i Mexico City. F 676
Meddelanden från Svenska Föreningen för Lerforskning.
— Nr 5. Februari 1956. U 129
— Nr 6. Oktober 1956. U 503
Metzger, A.: Finlands berggrund. F 181
Ny utstyrsel av Förhandlingarnas omslag. N 174
Odén, S.: Om bevätningsvärme hos ler och humus. RF 536
Offerberg, J.: Referat 608
von Post, L.: The Ancient Sea Fiord of the Viskan Valley. II. U 101
Redaelli, L.: Geologien tar grodmannen i sin tjänst. Dykning efter dellenit i Dellensjöarna. F 182
Regnéll, G.: Referat 176, 177
Reyment, R. A.: On the stratigraphy and palaeontology of the Cretaceous of Nigeria and the Cameroons, British West Africa. U 17
Rosenqvist, I. Th.: Om naturlige og kunstige leirers skjaerfasthet. RF 141
Rudberg, S.: Referat 586, 588
Saare, E.: Värmeledningsförmågan hos några kvartära leror. RF 155
Sahlström, K. E.: Referat 592, 610
Sandegren, R.: Interpellation angående Nordiska Geologmötet 1958 350
— Revue annuelle de la littérature géologique suédoise 1955. U 579
— Referat 580, 582, 585, 588, 602, 604, 610, 611, 617, 671, 673
Sauramo, M.: A reply to professor Henr. Munthe. U 563
Strömberg, A.: Referat 583
Stålhös, G.: Referat 580, 599
Sundius, N.: Runmarö kalksten och Runmarö gamla kalkbruk. U 316
— Om de geologiska förhållandena inom Utö-området. U 666
— Referat 592
Svensson, H.: En metod för beräkning av en genomsnittlig grundvattenyta. U .. 125
Tamm, O.: Yttrande med anl. av B. Collinis föredrag om the origin and formation of the Fennoscandian Quaternary clays 535
Tegengren, F. R.: Järnframställning i Kina förr och nu jämte en kortfattad beskrivning av Kinas viktigaste järnmalmer och deras olika typer. U ... 178
Tullström, H.: Referat 597
Vahtras, K.: Se Wiklander, L. m. fl.
Weitz, G.: Se Winkler, H. G. F. und Weitz, G.
Wenner, C.-G.: Referat 596, 597, 608
Wickman, F. E.: Se von Eckermann H. and Wickman, F. E.
Wiklander, L., Lotse, E. och Vahtras, K.: Mineralogiska och fysikalisk-kemiska undersökningar av lerfraktionen från odlade jordar. RF 526
— Yttrande m. anl. av B. Collinis föredrag om the origin and formation of the Fennoscandian Quaternary clays 535
Winkler, H. G. F. und Weitz, G.: Kristallisation des Basalts von Hardeberga, Schonen. U 619
Åhman, E.: Referat 583, 591, 592, 618
Ödman, O.: Dellenundersökningen. F 182

Refererade arbeten.

(Asterisk anger, att arbetet endast omnämnts)

Sid.

*Aaremäe, A. and Assarsson, G.: Gravimetrical determinations of small amounts of tellurium and sulfur 590
*— — Über die Trennung von Molybdän und Wolfram durch sublimation in Chlorwasserstoffatmosphär 590
Alarik, A. L:son: Undersökning och värdering av mineralfyndigheter och gruvföretag 592
Allen, S. W.: Conserving natural resources 346
Allison, E. B.: Quantitative thermal analysis of clay minerals 172
*Almlöv, E.: Reglering av vattenförhållandena i och på styva lerjordar 613
Andersson, E.: Pollenspridning och avståndsisolering av skogsfröplantager 611
*Andersson, S.: Markfysikaliska undersökningar i odlad jord VIII 613
*— Studier av några gyttjejordsprofiler i Örebro län 613
*Andersson, Y.: Limnologisk undersökning av Ronnebyåns nedre lopp 593
*Antevs, E.: Climate of New-Mexico during the last Glacio-pluvial 604
— Varve and radiocarbon chronologies appraised by pollen data 608
*— Geologic-climatic dating in the West 608
*Arnborg, L.: Hydrology of the Glasial river Austurfljót 583
*— Ice-marginal lakes at Hoffellsjökull 604
Arrhenius, O.: Åkermarkens urgamla hävd 614
Asklund, B.: Norges geologi och fjällkedjeproblemen 580
— Marmorbruksområdets och Kolmårdsmarmorns geologiska historia 598
Assarsson, G. and Balder, A.: The poly-component aqueous systems containing the chlorides of Ca, Mg, Sr, K, and Na between 18 and 93° 590
— Se Aaremäe, A. and Assarsson, G.
Axelsson, V.: Rapaälven, dess delta samt sedimentationen i Laitaure 583
Backman, A. L.: Norrlands postglaciala flora 611
Balder, A.: Se Assarsson, G. and Balder, A.
*Barbosa, A. L. de M.: Geology of the iron ore deposit of Central Minas Gerais 592
*Bergdahl, A.: Vår rullstensås 604
*Bergenhayn, J. R. M.: Die fossilen schwedischen Loricaten nebst einer vorläufigen Revision des Systems der ganzen Klasse Loricata 603
Bergholm, A.: Oxidation av pyrit 590
Bergquist, H.: Tanumsvalen — en grönlandsval 611
*Bergsten, K. E.: Svensk geografisk bibliografi för år 1954 616
*Bergström, E.: British Ruwenzori expedition 1952. Glaciological observations 604
*Beskow, G.: Hur naturen danat skärgården 580
— Stegring av konsolideringshastigheten i knådad lera 593
*— Systemet lera — mineralolja — vatten; några försöksresultat och synpunkter 593
Bitsianes, G.: Se Edström, J. O. och Bitsianes, G.
*Bjurulf, Hj.: Till Sveriges längsta grotta 616
*Björling, G.: Hydrometallurgiska metoder som komplement till anrikning 594
*Björsjö, N.: Naturgeografisk exkursion till Kallebäcks lider 580
— Om blockvallar och klapperstensfält på Kosteröarna 604
— Om uppdämda sjöar och ändrade flodlopp på Västkusten 604
*Bohlin, B.: Triceromeryx, an American immigrant to Europe 603
— and Jaanusson, V.: The Lower Ordovician limestones between the Ceratopyge shale and the Platyrus limestone of Böda Hamn 600

Sid.
*Borg, E.: Grustäkterna och naturskyddet ... 616
Borell, R. och Offerberg, J.: Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda ... 608
*Bose, M. N.: Some Tertiary plant remains from Queensland, Australia ... 602
*Brotzen, F.: Geologiska problem i Israel ... 580
*— Occurrence of vertebrates in the Triassic of Israel ... 600
Brotzen, O.: Some microstructures in jasper from the Långban Mine, Sweden 590
Båth, M., Jordkärnan — ett aktuellt geofysiskt problem ... 584
*— Observations séismographiques de l'Observatoire géophysique de Kiruna de janvier à décembre 1954 ... 584
*— Observations séismographiques faites à l'Observatoire météorologique d'Uppsala de janvier à decembre 1954 ... 584
— The relation between magnitude and energy of earth-quakes ... 584
Dahl, E.: Biogeographic and geologic indications of unglaciated areas in Scandinavia during the Glacial ages ... 605
Dahlgren, S.-E.: On the break-down of thixotropic materials ... 590
De Geer, E. Hult: Geokronologi eller småmoränologi ... 605
*— Neue Fundorte von symmiktem Ton im Baltikum ... 608
*— Application de l'étude des varves à des régions orographiquement différentes et complexes ... 608
*— Orographie et glaciation en Amérique du Nord et en Scandinavie ... 608
Edström, J. O. och Bitsianes, G.: Diffusion i fast fas vid reduktion av magnetit .. 590
*Ekström, G.: Alnarpsströmmen. Ett vattenrättsligt problem ... 594
*Ekström, N.: Några naturgeografiska iakttagelser från Hindåsområdet ... 580
Endell, J.: Clay minerals in coals and in their ashes ... 173
*Erdtman, G.: Pollen grains of cf. Ctenolophon from Tertiary deposits in India 602
*— Literature on palynology. XVIII ... 612
— Palynologiska laboratoriet i Bromma och några synpunkter på dess program 612
*— Ölands alvar från istid till nutid ... 612
*Esping, L.-E.: Gruskonsumtionen och rullstensåsarna ... 594
*— Rullstensåsarna och grundvattenförsörjningen ... 594
*Faegri, K.: A practical suggestion for diatom preparations ... 616
Falk, Å.: Se Hjulström, F. m. fl.
Fellenius, B.: Laboratorievagn på räls för geotekniska undersökningar ... 594
— The landslide at Guntorp ... 594
Flodkvist, H.: Om Hjälmarens sänkning och dess följder ... 614
Florin, S.: Geologi och stenåldershistoria ... 580
Franzen, P.: X-ray analysis of an adsorption complex of montmorillonite with cetyltrimethyl ammonium bromide (lissolamine) ... 171
*Fredriksson, L.: Kalk-, fosfat- och kalihaltens variation med djupet i några åkerjordsprofiler från Skaraborgs län ... 614
Friedensburg, F.: Die Bergwirtschaft der Erde ... 345
*Fromm, E.: Landhöjningen i Sverige ... 609
— Nedisning och landhöjning under kvartärtiden ... 609
— De norrbottniska sulfidlerornas svartfärgning och Östersjöns utvecklingshistoria 609
Gabrielson, O.: The crystal structure of finnemanite ... 591
Gallitelli, P.: Clay minerals of the argille scagliose of the Modense Appennines .. 173
Gavelin, S. och Kulling, O.: Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län ... 580

Sid.
Gerth, H.: Geologie von Südamerika 567
Gillberg, G.: Den glaciala utvecklingen inom sydsvenska höglandets västra randzon I 605
*Glimberg, C.-F.: Sandflykten i Skåne — ett gammalt naturskyddsproblem 584
Godwin, H.: The history of the British flora 673
Grassé, P. P.: Traité de Zoologie. Tome-XII 176
Greene-Kelly, R.: An unusual montmorillonite complex 171
Griffiths, D. H.: The remanent magnetism of varved clays from Sweden 584
*Grudemo, Å.: Über kolloidalen Kornklassen in Tonen und eine Methode zur Kornanalyse 594
Guinochet, M.: Logique et dynamique du peuplement vegetal 177
Hagerman, T. H.: Kvartära leror som nyttiga råmaterial i industri och teknik .. 594
Halden, B. E.: Korpåsen i Hassela 617
— Slåttdalsskrevets hemlighet 617
*Harén, B.: Natur och gruvor 617
Hessland, I.: Studies in the lithogenesis of the Cambrian and basal Ordovician of the Böda Hamn sequence of strata 600
Hillefors, Å.: Ellesboåsen. En morfologisk och stratigrafisk beskrivning 606
*Hinricsson, H.: Om halten av bakterier och vattnets karaktär i den nyupptäckta delen av Lummelundagrottan, Gotland 617
*Hjulström, F.: The Hoffellssandur, The ground water 606
—, Sundborg, Å. and Falk, Å.: Problems concerning the deposits of windblown silt in Sweden 585
Holmsen, P.: Grensen mellom Trondhjemsfeltet og sparagmittområdet i sydøst .. 582
*Jaanusson, V. und Mutvei, H.: Stratigraphie und Lithologie der unterordovizischen Platyurus-Stufe im Siljan-Gebiet, Dalarna 601
— Se Bohlin, B. and Jaanusson, V.
Jacobson, B.: Se Kjellman, W. and Jacobson, B.
Jagitsch, R.: Kornstorleken och dess betydelse för utbytet vid pulverreaktioner 595
*Jasmund, K.: Spezielle Probleme bei der Abtrennung von verschiedenen kolloidalen Kornklassen in Tonen und eine zweckmässige Methode zur Kornanalyse 595
Johansson, A.: Se Odén, S. och Johansson, A.
*Jonsson, J.: Tillite in the basalt formation in East Iceland 601
*— On the formation of frontal Glacial lakes 606
*Järnefors, B.: Uppsalatraktens lersediment i anslutning till den nya geologiska kartan 606
— Synpunkter på kvartära lerors genetik 606
Kautsky, F.: Der Bau des Westrandes der svionischen Leptitzone im Gebiet der Zinkgrube von Åmmeberg 598
Kautsky, G.: Die Anorthosite des Sulitelma — Salojauregebietes, Kaledoniden, Nordschweden 598
King, R. F.: The remanent magnetism of artificially deposited sediments 585
Kjellman, W.: Do slip surfaces exist? 595
— Mechanics of large Swedish landslips 595
— Investigation of clay slopes in the Göta river valley 595
*— Effects of ground-water on stability of natural slopes in Swedish clay soils 595
— and Jacobson, B.: Some relations between stress and strain in coarse-grained cohesionless materials 595

*Koark, H. J.: Zu Gesteinen um den See Nahuel Huapi, Patagonien 582
*Kolbe, R. W.: Diatoms from Equatorial Pacific cores 612
*Kolderup, N.-H.: Sammenhengen mellom skifre, gneiser og eklogitter i »Nordvest-tavlen» 599
*Koupriianova, L. A.: Recherches palynologiques en U. R. S. S. 612
Koutler-Andersson, E.: Se Mattson, S. and Koutler-Andersson, E.
Kraume, E.: Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar 669
*Kröll, V. S.: The distribution of radium in deep-sea cores 585
*Kullenberg, B.: Deep-sea coring 617
— A new core-sampler 617
Kulling, O.: Se Gavelin, S. och Kulling, O.
Köster, E.: Wasseraufnahme- und Wasserabgabevermögen von Lias-Gesteinen aus dem nordwestlichen Schonen 601
Landergren, S.: Om spektrokemisk analys av sediment och bergarter 589
— A note on the isotope ratio $^{12}C/^{13}C$ in metamorphosed alum shale 589
— and Muld, W.: Spectrochemical analyses of igneous rocks, sediments, and ores 589
*Linder, F.: Rullstensåsarna som vindskydd för jordbruket 614
Lindner, R.: Bildning av silikater och dubbeloxider genom reaktion i fast fas vid höga temperaturer och deras undersökning med radiotracers 591
Lindström, M.: Structural geology of a small area in the Caledonides of Arctic Sweden 585
— A tectonic study of Mt. Nuolja, Swedish Lapland 586
— The conodonts described by A. R. Hadding, 1913 603
*— A serious misprint in the paper »Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden» 603
Lippi-Boncambi, C., Mackenzie, R. C. and Mitchell, W. A.: The mineralogy of some soils from central Italy 173
Ljunggren, P.: Geochemistry and radioactivity of some Mn and Fe bog ores 589
— Differential thermal analysis and X-ray examination of Fe and Mn bog ores 591
— An occurrence of gypsum crystals and jarosite in a gravel hillock, west of Billingen, Sweden 591
— A kaolinized fault zone in gneiss at Letafors, northern Vermland 599
*Lundblad, B.: On a fossil member of the Marchantiineae from the Mesozoic plant-bearing deposits near Lago San Martin, Patagonia 602
Lundin, S. T.: Electron optical and X-ray, studies on the formation of porcelain; formation and microstructure of the mullite phase 591
*Lundqvist, G.: Ölands jord och grund 582
— Räffelriktningar och rullstensåsar 606
— Geokronologi och småmoränologi 607
— Stocken i Öje. Ett säkert interglacialfynd 609
— Myrar 612
*— Ölands myrar 612
Lundqvist, J.: Interglacialfyndet vid Boliden 609
Mackenzie, A. C.: Se Lippi-Boncambi, C. m. fl.
*Magnusson, N. H.: Sveriges Geologiska Undersökning. Årsberättelse för år 1954 617
*— Sveriges Geologiska Undersökning. Kartverksamhet år 1954 617
Malmborg, G.: Geologiska iakttagelser inom det underkambriska området vid Torekov, NV-Skåne 602
Malmer, N. and Sjörs, H.: Some determinations of elementary constituents in mire plants and peat 612

Sid.

*Martinsson, A.: Die ordovizischen Geschiebe im Schärengebiet von Hangö und Ekenäs im südwestlichen Finnland 602

— Studies on the ostracode family. Primitiopsidae 603

Martna, J.: Shell fragment frequences of the Macrourus formation and adjacent strata at Fjäcka, Gräsgård, and File Haidar 602

*von Matern, N.: Grus och naturskydd 617

Mattson, S. and Koutler-Andersson, E.: Geochemistry of a raised bog 589

Mattsson, L.: Gråstensmon, Ett dödismoränlandskap i sydöstra Småland 607

Melin, R., Om isdammarnas betydelse för omlagring av löst material i en flodbädd 586

*Mellis, O.: Petrographische Untersuchungen an einigen Tiefseesedimenten des Atlantischen Ozeans 586

Mitchell, W. A.: Se Lippi-Boncambi, C. m. fl.

Moberg, C.-A.: Varifrån kommer bärnstenen i Sydeuropas brons- och järnåldersfynd 592

— Studier i bottnisk stenålder 610

*Mohrén, E.: Grusåsar och grundvatten, speciellt på Västgötaslätten 595

*Mossberg, C.: Till Slåttdalsskrevan — det spruckna berget i Viggebyrå 617

Munthe, H.: Prof. Sauramo's view on the Ancylus Lake 610

Murray, P. and White, J.: Kinetics of clay dehydration 172

Mutvei. H.: Se Jaanusson, V. und Mutvei, H.

*Nelson, H., Stolpe, P., Wiman, E.: Geografi för gymnasiet 617

*Norin, E.: The mineral composition of the Napolitan yellow tuff 592

*Norin, R.: Något om de svenska prekvartära lerornas mineralogiska och industriella användning 595

*Norrgård, A.: Komplexet jord — vatten — luft — värme 614

*— Marklära och hydroteknik i Västergötland 614

*Nyström, E. T.: Järnframställning i Kina förr och nu, jämte en kort beskrivning av Kinas viktigaste järnmalmer och deras olika typer 593

Odén, S.: Vattnet i skogsmarken — en kritisk analys 615

— o. Johansson, A.: Om metoden med lysimeterränna för kvantitativa mätningar av sjunkvattenströmmen i mark 614

Offerberg, J.: Se Borell, R. och Offerberg, J.

*Oliver, W. R. B.: History of the flora of New Zealand 603

Pannekoek, A. J.: Geological history of the Nertherlands 671

von Post, L.: The ancient sea fiord of the Viskan valley 610

Ramdohr, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen 175

*Rapp, A.: Geomorfologiska studier i Tempelfjordsområdet, Spetsbergen 582

Rasmusson, G.: Uppkomsten av ett gångsystem i Lulletjårrogrottan 586

Regnéll, G.: Catopygus (Echinoidea) als Geschiebe im Quartär Schonens 603

— Leiosphaera (Hystrichosph.) ans unterordovizischen Kalkstein in SO-Schonen, Schweden 604

— Die Erscheinungsjahre der Arbeiten L. von Buchs über Cystoideen 617

Rengmark, F.: Ny metod för bestämning av kornstorleksfördelning genom s. k. tvättsiktning 596

*Reyment, R. A.: Zusätzliche Bemerkungen über die Stratigraphie Kameruns .. 602

— Some examples of homeomorphy in Nigerian Cretaceous ammonites 604

Rudberg, S.: Västerbottens berggrundsmorfologi 586

— Vår aktuella kunskap om senprekambriska peneplan i Sverige 588

Sid.

Saare, E. och Wenner, C.-G.: Kärnfysikaliska metoder för bestämning av volymvikt och vattenhalt 596

— Se Wenner, C.-G. och Saare, E.

Sandegren, R.: De geologiska förhållandena (i Björlanda) 582

*— Revue annuelle de la littérature géologique suédoise 1954 617

Sandford, F.: Termodiffusion i leror 596

Sauramo, M.: On the nature of the Quaternary crustal upwarping in Fennoscandia 611

— Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia 611

Schmid, J.: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor 346

Segerstråle, S.: Gammarus pulex och Gammarus lacustris i Norden 613

— The freshwater amphipods, Gammarus palex (L.) and Gammarus lacustris G. O. Sars, in Denmark and Fennoscandia — a contribution to the Late- and Post-Glacial immigration history of the agnatic fauna of Northern Europe 613

*— Ett negativt drag i Finlands biogeografiska fysionomi 613

*Sen, J.: On some fructifications borne on Glossopteris leaves 603

Sewell, E. C.: The consequences for differential thermal analysis of assuming a reaction to be first-order 171

*Silfverberg, L.: Influence of organic matter on differential thermal analysis of clays 596

Staargaard, J. A.: Geology and petrology of the southeastern Borgafjäll, Jämtland, Sweden 599

Stolpe, P.: Se Nelson, H. m. fl.

Stone, R. L. and Weiss, E. J.: Examination of four coarsely crystalline chlorites by X-ray and high pressure d. t. a. techniques 171

Strömberg, A.: Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen 583

Sundborg, Å.: Se Hjulström, F. m. fl.

Sundius, N.: Spinell och skapolit från Forsby kalksten 592

— Mikroskopische Untersuchung von Keramik-Scherben aus der Wikingerzeit und dem frühen Mittelalter 592

*Svenke, E.: Uranförekomster och uranindustri 593

— Svensk skiffer som uranråvara 593

Svensson, H.: Några synpunkter på de glaciala hällarnas utbildning 607

*Sörlin, A.: Jorden och livet 588

Thomasson, K.: Om den biocönotiska dynamiken i grunda sjöar 588

*Thunmark, S.: Limnologiens betydelse för lösandet av vattenföroreningsproblemen 596

*Tjernvik, T.: Nericiaspis, a new genus of proparian olenids 604

Troedsson, T.: Vattnet i skogsmarken 615

Tullström, H.: Hydrogeologiska förhållanden inom Slite köping på Gotland .. 596

— Översikt av Sveriges Grundvattenförhållanden 597

*— Tätningslocket, en brunnshygienisk anordning 597

*Tynelius, S.: Den stora åsdöden — en inventering av eskilstunatraktens sand- och grusfyndigheter och ett förslag till fridlysning 597

*Vattenvården. Betänkande angående organisations- och lagstiftningsfrågor m. m. avgivet av Vattenvårdskommittén 597

Vaughan, F.: Energy changes when kaolin minerals are heated 172

Vilborg, L.: The uplift of stones by frost 588

*Weibull, W.: Sound explorations 618

Sid.

Weiss, E. J.: Se Stone, R. L. and Weiss, E. J.
Wenner, C.-G.: Några ord om glacifluviala avlagringar på Västkusten 608
— och Saare, E.: Grundförstärkning genom vibrering under vatten 597
— Se Saare, E. o. Wenner, C.-G.
White, J.: Se Murray, E. and White, J.
*Wideland, B.: An investigation on the geoid in Sweden 588
Wiman, E.: Se Nelson, H. m. fl.
Wiklander, L.: Katjonbyte i ler och jord 615
Wittberg, I.: Bergsskolan i Filipstad 1830—1955 618
*Woldstedt, P.: Die Gliederung des Pleistozäns in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten 608
*van Zinderen Bakker, E. M.: Palynology in South Africa 613
Åhman, E.: Råneå sockens geologi 583
Ängeby, O.: Toppkonstans, erosionsytor och passdalar i Jämtland och Tröndelag 589
*Ödman, O. H.: Morro da Mina manganese deposit and its protore 593
*— A pre-Cambrian conglomerate with pebbles of deep-seated rocks near São Paulo, Brazil 599

Föreningsangelägenheter m. m.

Anslag från Statens naturvetenskapliga forskningsråd 182
Exkursion till Uppsalatrakten 349, 573
Geolognytt 186, 353, 578, 682
Hälsningar 577, 678
Ledamotsförteckning 3
Mötet den 12 januari 1956 181
» » 2 februari » 182
» » 1 mars » 349
» » 5 april » 350
» » 3 maj » 569
» » 4 oktober » 576
» » 1 november » 675
» » 6 december » 678
Nordiska Geologmötet 1958 .... 350, 678
Publikationsbyte 16, 183
Redaktionskommitté 678
Revisionsberättelse 349
Tackskrivelser 577, 678
Val av styrelse och revisorer 678

Under år 1956 invalda ledamöter:
Moske Ben-Yair, Togan S. Önay 181
R. Karlsson 350
A. W. Günthert, K. S. Heier, O. Näyki, A. Savolahti 569
M. Andersson, K. Koch 577
B. Berglund, E. Jacobson, P. Graff-Petersen 675
Å. Alskär, E. H. Weiss, L. Lager, B. Eckerman 678

Under år 1956 avlidna ledamöter:
A. Köhler 181
P. W. Abenius 350

Sid.
H. Väyrynen, Th. Dahlblom, K. Sidenvall, P. A. Jonson 576
F. Kihlstedt, K. Molin 675

Under år 1956 avliden korresponderande ledamot:

R. Ruedemann 576

Förteckning över tavlorna.

Pl. I. Glaciala ackumulationsformer inom Sydsvenska höglandets västra randzon 218
Pl. II. Isrecessionen inom Uppsalaområdet 314
Pl. III. Diagram över årsvarv inom Uppsalaområdet 314
Pl. IV. » » » » » 314
Pl. V. Varvmäktigheter i Uppsalaområdet 314
Pl. VI. Issjösystem inom Sydsvenska höglandets västra randzon 420
Pl. VII. » » » » » » 420
Pl. VIII. Isavsmältningen inom Sydsvenska höglandets västra randzon 420
Pl. IX. » » » » » » 420

Rättelser.

Sid. 26, rad 19 nedifrån står bionomial, läs binomial
» 38, » 2 och 3 nedifrån står Neocardiococeras, läs Neocardioceras
» 55, » 10 uppifrån står Oppelaceœ, läs Oppeliaceæ
» 79, » 6 och 7 uppifrån står *Helix caulax*, läs *Helicaulax*
» 83, » 20 nedifrån står Maestrictian, läs Maestrichtian
» 351, » 13 uppifrån står Caldenis, läs Caldenius.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

Pris för karta med beskrivning 10: — kr, för enbart karta 8: — kr.

N:o 192 Onsala av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh. 1952
» 193 Gränna av P. Geijer. B. Collini, H. Munthe och R. Sandegren 1951
» 194 Säter av S. Hjelmqvist och G. Lundqvist 1953.
» 195 Särö av P. H. Lundegårdh och R. Sandegren 1953.
» 196 Västerås av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist 1954.
» 197 Laholm av W. Larsson och C. Caldenius. T. v. utan beskrivning.
» 198 Halmstad av W. Larsson och C. Caldenius. » » » .

Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1 : 20 000 med beskrivningar

Pris för karta med beskrivning 8: — kr, för enbart karta 6: — kr.

N:o 2 Lund av G. Ekström 1953
» 3 Revinge T. v. endast karta
» 4 Löberöd » » »
» 5 Örtofta » » »
» 6 Kävlinge » » »
» 7 Teckomatorp » » »
» 8 Trollenäs » » »

Årsbok 48 (1954)

Ser. C.

N:o 536 Gavelin, S., A telluride assemblage in the Rudtjebäcken pyrite ore, Västerbotten, N. Sweden. 1954 1,00
» 537 Jerlov, N. och Kullenberg, B., Undersökning rörande spridning och avsättning av i vattnet suspenderat slam vid utstjälpning av mudder i Byfjorden våren 1953. Engl. summary. 1954 2,00
» 538 Tullström, H., Hydrogeologiska förhållanden inom Slite köping på Gotland. Engl. summary. 1955 1,50
» 539 Järnefors, B., Skredet vid Intagan år 1648. Under utgivning . . .
» 540 Byström, A. M., Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. 1956 4,50

Årsbok 49 (1955)

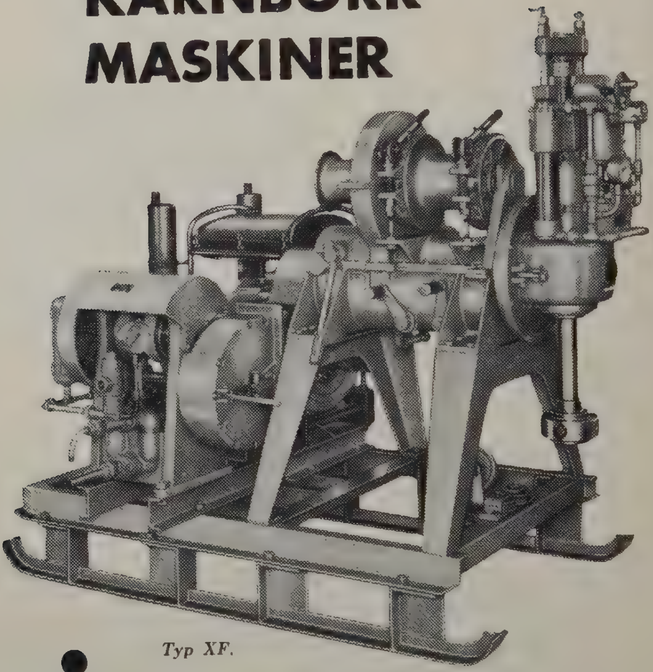
N:o 541 Pilava-Podgurski, N., Nya geologiska undersökningar vid Utö järnmalmsfält, Engl. abstract. 1956 3,00

Ser. Ca.

N:o 27. Caldenius, C. and Lundström, R., The landslide at Surte on the river Göta älv. — Special chapters by B. Fellenius and E. Mohrén. With 5 plates. Under utgivning . . . .
» 31. Borell, R. och Offerberg, J., Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda. Med 6 planscher. Engl. summary 1955 3,50
» 37. Gavelin, S. och Kulling, O., Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. Karta i skala 1:400 000, With english summaries. 1955. Karta och beskrivn. 45,00

Distribueras genom Generalstabens Litografiska Anstalt Förlagsexp. Drottninggatan 20, Stockholm 16.

Craelius
KÄRNBORR-
MASKINER



Typ XF.

Craelius X-2 luftdriven, för 100 meters djup.
Craelius X-4 luftdriven, för spränghålsborrning.
Craelius XC-33.5 och XC-42 el.-luft- eller kilrepsdriven, för djup till 125 meter.
Craelius XB och XB-2, för djup till 200 meter.
Craelius XF, för djup till 300 meter.
Craelius XFH, för djup till 300 meter.
Craelius AB-2 och AB-50, för djup till 350 meter.
Craelius XH och XH-50, för djup till 600 meter.
Craelius XL och B-3, för djup till 1 200 meter.
Craelius XO-2, för djup till 2 000 meter.

Vi utföra även undersökningsborrningar och brunnsborrningar på kontrakt med egna maskiner och erfaren personal.

SVENSKA
DIAMANTBERGBORRNINGS AB

Kungsgatan 44 | Stockholm C
Telegram: Adamante | Telefon: 23 33 80

Uppsökning och undersökning av

MALM
FYNDIGHETER

samt fyndigheter av andra slag

Vi utföra

geologisk
magnetisk
elektrisk

gravimetrisk
seismisk
prospektering

AKTIEBOLAGET
ELEKTRISK MALMLETNING
Stockholm · Danderydsgatan 11

Härmed riktas en allvarlig uppmaning till författarna i Geol. Föreningens Förhandlingar att avlämna tydliga, slutgiltiga och väl genomsedda samt helst maskinskrivna manuskript.

Särskilt bör uppmärksamheten ägnas åt strängt genomförd konsekvens beträffande skrivningen av namn, latiniserade ordformer och tekniska uttryck, samt åt stilformernas riktiga betecknande (*kursiv*, spärrad, KAPITÄLER). Kursivstil användes blott för latinska namn (ej för att understryka vikten av visst textinnehåll). Spärrad stil användes för att framhäva vissa ord eller meningar i texten. Kapitäler användas för alla personnamn. I manuskriptet utmärkes:

spärrning med - - - - - - - - -
KAPITÄLER » ═══════════
kursiv » ___________

Konsekvens i förkortningar är i hög grad önskvärd. Följande detaljer kunna uppmärksammas:

km dm m (antikva utan punkt).

dr (doktor), prof. (professor), hr (herr).

Titel angives blott första gången författare citeras, men upprepas ej onödigtvis.

Citerade arbeten anföras i texten med angivande av författarens namn och arbetets tryckår inom parentes (Sahama 1954), och sammanställas i alfabetisk ordning vid uppsatsens slut (observera skiljetecknen och förkortningar):

Sahama, Th. G., 1954: Mineralogy of mafurite. Bull. Comm. géol. Finl., N:o 166.

Korrekturläsning åligger förf.

Red.

STOCKHOLM 1957. KUNGL. BOKTRYCKERIET P. A. NORSTEDT & SÖNER